

Münchener Universitäts-Schriften

Fakultät für Physik

Universität München — Meteorologisches Institut

Wissenschaftliche Mitteilung Nr. 55

**Wirkungen unterschiedlicher Landnutzung
auf den
Wasserhaushalt bayerischer Flußgebiete**

von

Manfred Kirchner

Aus den Arbeiten

des Lehrstuhls für Bioklimatologie und Angewandte Meteorologie

der Universität München

D-8000 München 40, Amalienstraße 52

im November 1986

Münchener Universitäts-Schriften

Fakultät für Physik

Universität München - Meteorologisches Institut

Wissenschaftliche Mitteilung Nr. 55

Wirkungen unterschiedlicher Landnutzung auf den Wasserhaushalt
bayerischer Flußgebiete

von

Manfred Kirchner

Aus den Arbeiten
des Lehrstuhls für Bioklimatologie und Angewandte Meteorologie
der Universität München

D - 8000 München 40, Amalienstraße 52/III

im November 1986



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41555221_0026

WIRKUNGEN UNTERSCHIEDLICHER LANDNUTZUNG
AUF DEN WASSERHAUSHALT
BAYERISCHER FLUSSGEBIETE

Dissertation der Fakultät für Physik
der Ludwig-Maximilians-Universität
in München

vorgelegt von Manfred Kirchner
aus München

München, den 10.2.1985

Erster Berichterstatter: Prof. Dr. A. Baumgartner
Zweiter Berichterstatter: Prof. Dr. G. Hofmann

Tag der mündlichen Prüfung: 23.7.1986

V O R W O R T

Diese Arbeit entstand in der Zeit vom Frühjahr 1980 bis Sommer 1983 am Lehrstuhl für Bioklimatologie und Angewandte Meteorologie der Ludwig-Maximilians-Universität in München unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. A. Baumgartner.

Ich danke meinem verehrten akademischen Lehrer, Prof. Dr. A. Baumgartner für die Möglichkeit, an seinem Lehrstuhl diese Arbeit durchführen zu können.

Besonders möchte ich meinen unmittelbaren Mitarbeitern Frau G. Weber und Frau M. Lohr für ihre tatkräftige Unterstützung danken.

Zu Dank verpflichtet bin ich den Herren Dr. G. Enders, G. Gietl, J. Guttenberger und Dr. H. Mayer, die stets große Diskussionsbereitschaft zeigten.

Die graphische Gestaltung der zahlreichen Abbildungen besorgte Herr W. Hirner in gewohnt sorgfältiger Manier.

Dank schulde ich nicht zuletzt meiner Mutter und meiner lieben Frau Georgine für die große Hilfe bei der Fertigstellung der Arbeit.

Die vorliegende Arbeit wurde finanziell aus den Mitteln der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	
1. Einleitung	1
2. Erhebung der Gebietsparameter	6
2.1. Erstellung der Flußgebietsgrundkarte	6
2.2. Gliederung Bayerns nach geologischen Gesichtspunkten	8
2.3. Die Landnutzung in Bayern	11
2.4. Erfassung der Wasserhaushaltsgrößen	20
2.5. Pedologische Untersuchungen	22
3. Die vegetationsspezifischen Verdunstungsfaktoren v	28
3.1. Ermittlung der potentiellen Verdunstung	28
3.2. Bestimmung des Korrekturfaktors	32
3.3. Aufstellen des Gleichungssystems zur Ermittlung von v	48
3.4. Literaturwerte der spezifischen Verdunstung	50
3.5. Durchführung der Berechnungen und Ergebnisse	53
3.6. Ergebnisse der Simulationsrechnungen	62
4. Der zeitliche Verlauf der Wasserhaushaltsgrößen	69
4.1. Untersuchung von Tagesabflüssen	70
4.2. Der monatliche Abfluß	85
4.3. Die Wirkungen anthropogener Maßnahmen auf den Wasserhaushalt	90
5. Kontrolle der Ergebnisse	105
5.1. Berechnung der Energiehaushaltsgrößen	105
5.2. Vergleich von Gebietsverdunstung und Strom latenter Wärme	114
5.3. Überprüfung an Hand zweier Simulationen	118
5.4. Das Klimatonomiekonzept nach Lettau	121
6. Zusammenfassung	129
Literatur	131
Tabellen im Anhang	138
Verzeichnis der Abbildungen im Text	150

1. Einleitung

Die Summe der vielfältigen Maßnahmen in Vergangenheit und Gegenwart im Bereich der Land- und Forstwirtschaft, des Städte- und Straßenbaus und der Wasserwirtschaft hat zu einem veränderten Landschaftsgefüge geführt. An derartige Änderungen in der Landnutzung ist auch die Modifizierung des Energie- und Wasserhaushalts eines Landes gekoppelt. In den von Meteorologie und Hydrologie angewandten Haushaltsgleichungen, der "Energiebilanz" und der "Wasserbilanz", sind Kontrollgrößen enthalten, durch die der Einfluß der Landnutzung bewertet werden kann. Als sogenannte "forcing functions" gehen hierbei die Größen "Nettostrahlung" und "Niederschlag" ein, welche die Energie bzw. das Betriebsmittel "Wasser" liefern. Die Grundgleichungen setzen sich wie folgt zusammen:

a. Wasserbilanz (bezogen auf ein Flußgebiet):

$$N = A + W (+ S) \quad (1),$$

wobei N = Niederschlag

A = Abfluß

W = Verdunstungshöhe (im weiteren V_K = Kern'sche Gebietsverdunstung)

S = zeitliche Änderung des Wasservorrats im Boden (= dM / dt)

wobei M = Bodenwasser

b. Energiebilanz:

$$Q = L + V (+ B) \quad (2),$$

wobei Q = Nettostrahlung

L = Strom fühlbarer Wärme

V = Strom latenter Wärme

B = Bodenwärmestrom

Die in (1) auftretenden Größen werden üblicherweise in mm pro Zeiteinheit, im SI-System in ms^{-1} - vgl. (1/2) - angegeben; die Terme in (2) sind Energieströme und haben als Einheit Wm^{-2} .

Betrachtet man einen längeren Zeitraum, der bezüglich des Bodenwärmestroms wenigstens eine Jahresperiode, aber hinsichtlich des Speicherters meist eine Reihe von Jahren umfassen muß, so können S und B vernachlässigt werden, wodurch sich (1) und (2) verkürzen.

Den Zusammenhang zwischen dem Strom latenter Wärme und der Verdunstungshöhe liefert die Beziehung

$$W \cdot r \cdot \rho = V \quad (1/2)$$

wobei r = spezifische Verdunstungswärme (z.B. $\text{ca. } 2.453 \cdot 10^6 \text{ Jkg}^{-1}$
bei 293 K, mit der Dichte von Wasser von $\text{ca. } 10^3 \text{ kgm}^{-3}$)

Die beiden "Verdunstungsterme" W und V können auch folgendermaßen geschrieben werden:

$$W = ((N - A - S) / N) \cdot N = (1 - A/N - S/N) \cdot N \quad (3)$$

$$V = V \cdot Q / (V + L + B) = Q / (1 + L/V + B/V) \quad (3')$$

Setzt man diese Beziehungen in (1/2) ein, so erhält man eine Gleichung, in der der Zusammenhang zwischen Energie- und Wasserbilanz deutlich wird:

$$Q / r \cdot N \cdot \rho = (1 - A/N - S/N) \cdot (1 + L/V + B/V) \quad (1/2')$$

Hierbei werden $Q/r \cdot N$ als Strahlungstrockenheitsindex, A/N als Abflußverhältnis, L/V als Bowen ratio und S/N als Speicherungsverhältnis bezeichnet.

Für einen längeren Zeitraum vereinfacht sich diese Beziehung folgendermaßen (LETTAU, 1969):

$$Q / r \cdot N \cdot \rho = (1 - A/N) \cdot (1 + L/V) \quad (1/2'')$$

Hier erkennt man, daß Änderungen einer Größe stets Auswirkungen auf die anderen Terme zur Folge haben müssen.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit besteht darin, die Landnutzungsänderungen hinsichtlich ihrer Auswirkungen auf die hydrologische Bilanz zu untersuchen und die Ergebnisse in ihrer Bedeutung für den Energiehaushalt zu interpretieren. Dabei werden die Verdunstungsgrößen W und V aus (1) und (2) gegenübergestellt. Um V bestimmen zu können, müssen für das Untersuchungsgebiet die restlichen Glieder der Energiebilanzgleichung abgeschätzt werden. So erweist sich die Entwicklung von Strahlungskarten für Bayern als notwendig. Da die Änderungen der Wasserbilanzgrößen im Mittelpunkt stehen, werden die Untersuchungen auf der Basis von Einzugsgebieten durchgeführt.

Der Wirkungsfaktor Bodennutzung muß im Zusammenhang mit klimatischen, topographischen, geologischen und pedologischen Einflußgrößen betrachtet werden. Der Stellenwert der Landnutzung innerhalb dieser Faktoren soll hinsichtlich ihres Einflusses auf die Wasserbilanz abgeschätzt werden. Dabei können die Auswirkungen der Landnutzung auf die Wasserhaushaltsterme sowohl lang- als auch kurzfristiger Art sein.

Einerseits wirken sich die verschiedenen Landnutzungsarten mit ihren spezifischen Verdunstungen auf die Gebietsverdunstung und damit auf den Gesamtabfluß eines Einzugsgebietes während eines längeren Zeitraums aus. Die Bestimmung der spezifischen Verdunstungsfaktoren der einzelnen Oberflächenarten und die Abschätzung möglicher Einflüsse auf die Gebietsverdunstung infolge verschiedener Maßnahmen stehen hier im Mittelpunkt des Interesses.

Andererseits sind die Gebietsverdunstung und damit die Gesamtabflußmenge zugleich die zeitliche Integration aller hydrologischen Einzelvorgänge. Die Art der Landnutzung ist somit auch für die zeitliche Verteilung des Abflusses von Bedeutung. Diese Phänomene lassen sich untersuchen, indem man entweder vom mittleren Abflußgeschehen oder in einem konkreten Fall von der Ganglinie ausgeht. Für den ersten Fall wird der Zusammenhang zwischen der Landnutzung und den aus den Tagesabflüssen einer mehrjährigen Periode errechneten Autokorrelationskoeffizienten ermittelt. Analog wird auf Monatsbasis über die Einbeziehung des Gebietsniederschlags eine Art "Erinnerungsvermögen" der Flußgebiete definiert und auf mögliche Abhängigkeiten von Gebietsgrößen hin überprüft. Mit dem Verlauf des Abflusses im einzelnen befaßt sich eine, die vorliegende Arbeit abschließende und als Ausblick gedachte Untersuchung über die Anwendbarkeit des klimatonomischen Konzepts auf mitteleuropäische Einzugsgebiete. Evapoklimatonomie bedeutet die Quantifizierung der

Wasserbilanzgrößen, indem ausgehend von den beiden "forcing functions" (Strahlung und Niederschlag) über die Parameterisierung der sofortigen und verzögerten Prozesse eine "response function" ermittelt wird; diese Ergebnisgröße ist der für das Einzugsgebiet charakteristische Gesamtwassergehalt M im Boden und in den Gewässern, der sich durch die Lösung der umgeformten Wasserbilanzgleichung

$$dM/dt = NR - M/t^+ \quad (4)$$

unter Verwendung einer Retentionszeit t^+ ergibt.

Der reduzierte Niederschlag NR - in mm/Monat - wird aus dem gefallenem Niederschlag abzüglich der sofortigen Anteile von Abfluß und Verdunstung berechnet. Der direkte Abfluß A' kann dabei unter Verwendung eines Sofortabflußquotienten n^+ , der von der Art des Niederschlags und dem Relief innerhalb des Flußgebiets abhängig ist und parametrisiert werden muß, und eines Schwellenwertes N^{++} für den Niederschlag in der folgenden Form bestimmt werden (LETTAU, 1969):

$$A' = n^+ \cdot (N - N^{++}) \quad (5)$$

Die sofortige Verdunstung V' ergibt sich durch die Einbeziehung der kurzweiligen Strahlungsbilanz und der Evaporivität des Niederschlagswassers e^+

$$V' = e^+ (N - A') \cdot F/\bar{F} \quad (6),$$

wobei F = kurzweilige Strahlungsbilanz im Einzugsgebiet (Flächenmittel)

$\bar{F}$ = Jahresmittel von F

Die Anpassung der auftretenden Parameter erfolgt in jedem Einzugsgebiet durch den Vergleich zwischen dem über die Wasserspeicherung im Boden berechneten Gesamtabfluß und der gemessenen Abflußmenge.

Es wird abschließend untersucht, ob die ermittelten Parameter land-

nutzungsabhängig sind und ob die Durchführung von Simulationsrechnungen möglich ist. Die Evapoklimatonomie kann als eine der Methoden bezeichnet werden, welche einen Beitrag zur Lösung der Parametrisierungsprobleme hinsichtlich der unteren Randbedingungen der Atmosphäre zu liefern in der Lage sind. Bei einer Fortentwicklung der Parametrisierung erscheint die Einbindung des Bodenwassergehalts in Zirkulations- bzw. Klimamodelle denkbar.

2. Erhebung der Gebietsparameter

Um eine Untersuchung über die Auswirkungen der Landnutzung auf den Wasserhaushalt in Bayern durchführen zu können, sind umfassende Vorarbeiten nötig. Da der Abfluß A als einer der Terme der hydrologischen Bilanz nur über Flußpegelmessungen ermittelt werden kann, werden die nachfolgenden Untersuchungen auf der Basis von Einzugsgebieten durchgeführt, die nach Gebietsgröße ausgewählt und nach geologischen Gesichtspunkten zu Gruppen zusammengefaßt werden. Die Aufnahme der Landnutzung in diesen Einzugsgebieten stellt einen Schwerpunkt bei der Bereitstellung der Gebietsparameter dar. Da die Landnutzung in engem Zusammenhang zu den Bodenverhältnissen steht, ja sogar durch diese limitiert wird, kommt den pedologischen Voruntersuchungen große Bedeutung zu. Bei den Wasserhaushaltsgrößen müssen die Gebietsmittel von Niederschlag und Abfluß für unterschiedliche Zeiträume erarbeitet werden.

2.1. Erstellung der Flußgebietsgrundkarte

Anhand der "Verzeichnisse der Flächeninhalte der Bach- und Flußgebiete in Bayern für die Stromgebiete der Donau und des Mains" (BAYER. LANDESSTELLE (bzw. -AMT) FÜR GEWÄSSERKUNDE (bzw. WASSERWIRTSCHAFT); 1955, 1957 und 1978) und den verschiedenen Kartenbeilagen in den Maßstäben 1:200000 und 1:500000 wurde eine Flußgebietsgrundkarte entworfen, die als Basis für alle weiteren Untersuchungen dient.

Die Grundidee hierbei besteht darin, in Einklang mit der gegebenen Verteilung der Pegelstationen möglichst gleich große Flußgebiete abzugrenzen, um diese hinsichtlich der Fragestellung untereinander besser gegenüberstellen zu können. Das vorhandene Pegelnetz setzt hier jedoch Schranken entgegen mit der Konsequenz, daß in einem Teil der Untersuchungen die Gebietsgröße als unabhängige Variable mitberücksichtigt werden muß. Bei der Begrenzung der Einzugsgebiete dienen die natürlichen Grenzen bis zu den Wasserscheiden 3-ter Ordnung unter Einbeziehung der ausgewählten Pegel. Jedes Flußgebiet reicht somit von seiner Quelle bis zum jeweiligen Pegel oder von Pegel zu Pegel. Einzugsgebiete, die nicht vollständig in Bayern liegen, wurden - in Bezug auf die Landnutzung - nur bis zur Landesgrenze kartiert und mit einer besonderen Bezeichnung (z.B. "Südost-Bayern") belegt; sie bleiben auch von den spä-

teren hydrologischen Untersuchungen ausgeschlossen.

Ferner werden ebenfalls Gebiete mit einer Fläche über ca. 1300 km^2 und Gebiete mit größeren künstlichen Stauräumen nicht berücksichtigt. Die hier durchgeführte Einteilung Bayerns ist auch in Tab.I im Anhang enthalten. Neben den Gebietsnummern, Namen bzw. Sonderbezeichnungen der Flußgebiete sind deren begrenzende Pegel am Hauptfluß bzw. an den Nebenflüssen mit Abkürzungen eingetragen. Die Gebietsgröße F_N entstammt den Angaben des BAYERISCHEN LANDESAMTES FÜR WASSERWIRTSCHAFT (1955, 1957 und 1978). Wie bereits angedeutet, stellen die Gebietsgröße und die Beschaffenheit der Grenzen Kriterien für die Auswahl derjenigen Flußgebiete dar, die im Rahmen der folgenden Untersuchungen herangezogen werden können; diese Gebiete werden durch das Symbol "+" in Tab. I gekennzeichnet. Die mittlere Größe dieser 75 Flußgebiete liegt bei ca. 669 km^2 , die Standardabweichung hat trotz des Ausschlusses der größeren Gebiete noch einen hohen Wert (294 km^2). Die betrachteten Flußgebiete besitzen im Schnitt also die Größe des Gebiets der Wertach von deren Quelle bis zum Pegel Türkheim (TÜ).

Die graphische Umsetzung stellt sich in Abb.1 dar. In ihr sind neben Pegeln und Einzugsgebietsgrenzen die Landesgrenzen eingetragen. Die eingetragenen Abkürzungen der Pegelorte entsprechen den in der Tab.I veröffentlichten. Bezüglich der weiteren Ausführungen im Text, in den Tabellen und Abbildungen wird darauf hingewiesen, daß die Begriffe "Flußgebiet" und "Einzugsgebiet" als Synonyme verwendet werden.

2.2. Gliederung Bayerns nach geologischen Gesichtspunkten

Die naturräumliche Gliederung Bayerns mit der Gestaltung der einzelnen Landschaften und das resultierende Erscheinungsbild eines anthropogen umgestalteten Landschaftsgefüges wird entscheidend vom geologischen Aufbau geprägt (STROBEL, 1977). Insbesondere gilt diese Tatsache für die Abflußverhältnisse der Gewässer. Die hydrogeologische Abgrenzung bzw. die Dichtheit von Flußgebieten ist darüber hinaus von großem Interesse (ENDERS, 1979). Hinsichtlich der durchzuführenden Untersuchungen erweist es sich als nützlich, eine grobe Einteilung der bayerischen Flußgebiete nach deren geologischer Zugehörigkeit durchzuführen (vgl. BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT, 1964). Die Ergebnisse dazu sind kartenmäßig dargestellt (Abb.2). Am Südrand des Untersuchungsgebietes

bilden die bayerischen Kalkalpen einen schmalen Saum. Diese sind vorwiegend aus Triaskalken und dolomitischen Gesteinen aufgebaut und zeigen vielfach Verkarstungserscheinungen. Massive Versickerungen treten vor allem im Bereich von Eib- und Riegsee und im Gebiet der Weißach vor ihrer Mündung in den Tegernsee und des Dürnbach vor Mündung in den Schliersee auf. In den Alpentälern liegen bedeutende Grundwasserbecken, die sich auf das Abflußgeschehen auswirken können und große Reserven für die Trinkwassergewinnung bilden (SEILER, 1977). An die Bayerischen Kalkalpen schließt sich die hügelige Grundmoränenlandschaft des bayerischen Alpenvorlandes an. Hier ist die Durchlässigkeit für den Niederschlag gering, da in die Grundmoränen nur wenige Schotterlinsen eingestreut sind (STROBEL, 1977). Nach Norden vorgelagert sind mächtige diluviale Schottererschichten auf tertiärer Flinzoberfläche. Die durch die Lage der Pegel determinierten Einzugsgebiete erstrecken sich über die genannten Zonen; sie werden im Westen zum Iller-Lech-Gebiet (S c h w a b e n) und im Osten zum Isar-Inn-Gebiet (O b e r b a y e r n) zusammengefaßt. Nördlich dieses im Quartär geprägten Gebietes befindet sich das t e r t i ä r e nieder- bzw. oberbayerische H ü g e l l a n d , das in Bezug auf die Durchlässigkeit des Bodens und der Ausformung unterirdischer Speicherräume sehr uneinheitlich ist (STROBEL, 1977).

In den n o r d o s t b a y e r i s c h e n Mittelgebirgen mit vorwiegend Eruptivgesteinen liegt meist nur wenig mächtiger Gneiszersatz vor. Infolgedessen ist die Durchlässigkeit des Gesteinssubstrates gering, wodurch man auf eine Dichtheit der Flußgebiete, mit Ausnahme des unteren Regen schließen kann. In Abb. 2 erkennt man weiters, daß sich nach Westen der Schwäbisch-Fränkische J u r a ("Kreide") anschließt. In einigen Flußgebieten, wie in denjenigen der Pegnitz und des Wiesent kann davon ausgegangen werden, daß die unterirdischen Einzugsgebiete in ihrer Ausdehnung nicht mit den Niederschlagsgebieten der betrachteten Flußgebiete übereinstimmen. Diese reduzierte Dichtheit beschreibt u.a. MITTERER (1975). Nach Nordwesten hin folgen die im Trias (Keuper, Muschelkalk, Buntsandstein) geprägten Gebiete in M i t t e l - , U n t e r - und O b e r f r a n k e n. Sie sind mit Ausnahme von Odenwald, Spessart und Rhön Gebiete, wo das Eindringen von Niederschlagswasser stark vermindert ist, und z.T. große Grundwasserspeicher vorhanden sind. Das hat zur Folge, daß die Abflüsse großen Schwankungen unterworfen sind (STROBEL, 1977). Umfassendes Material zur Hydrogeologie des Main Einzugsgebietes ist bei ANDRES et al. (1978) zu finden.

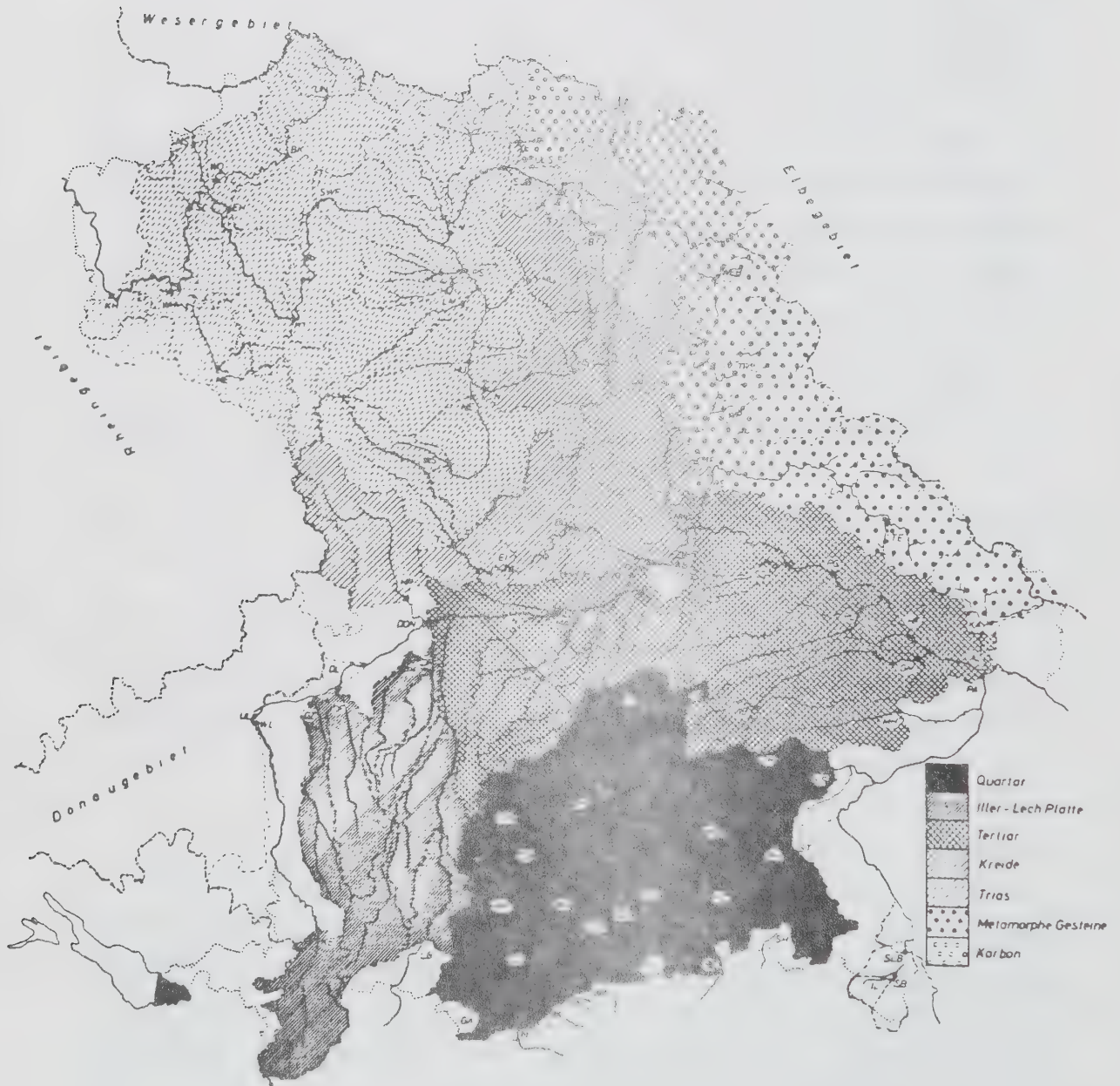


Abb. 2: Geologische Gliederung Bayerns (vereinfachte Darstellung)

Der Umfang der genannten geologischen Komplexe wird in der Abb. 2 allein von der Form der Flußgebiete bestimmt. Liegt ein Flußgebiet in zwei oder mehreren geologischen Gebieten, so wird es demjenigen Komplex zugerechnet, dessen Anteil am größten ist; der erste Abschnitt der Altmühl (Pegel: TL) wird dementsprechend nicht dem J u r a , sondern dem Fränkischen Becken (Trias M i t t e l f r a n k e n) zugeordnet.

2.3. Die Landnutzung in Bayern

2.3.1. Aufnahme der Landnutzung

Voraussetzung für die in dieser Arbeit zu untersuchende Problematik ist die Kenntnis der natürlich bzw. durch den Menschen umgestalteten Oberflächen in den Einzugsgebieten. Vor Beginn der Erhebung der Landnutzung muß eine Entscheidung für oder wider die eine oder andere der nachstehend aufgeführten, prinzipiell möglichen Methoden gefällt werden.

- a. Erhebung aus topographischen Karten
- b. Auswertung von Luftbildern
- c. Interpretation von Satellitenbildern
- d. Verwendung gemeindebezogener Landnutzungsdaten
- e. Stichprobenartige Kontrollen im Gelände (Begehung)

Die Auswahl wird nach folgenden Kriterien getroffen:

- 1. Verfügbarkeit der Bodennutzungsparameter
- 2. Apparative Ausstattung
- 3. Auftretende Kosten
- 4. Zeitliche Dauer von Erhebung und Verarbeitung
- 5. Qualität der zu erwartenden Ergebnisse
- 6. Erforderliche Genauigkeit

Hinsichtlich der Größe des zu untersuchenden Gesamtgebietes (70000 km²) war es im Rahmen des vorliegenden Projektes erforderlich, auf von anderer Seite durchgeführte Kartierungsgrundlagen zurückzugreifen. Damit scheidet bereits die zweite Methode d.h. die Auswertung von Luftbildern aus, da zum Zeitpunkt des Projektbeginns die im Rahmen ver-

schiedener Befliegungsprogramme durchgeführten Aufnahmen für ganz Bayern noch nicht abgeschlossen waren. Trotz der nicht immer maßstabsgerechten Aufnahme, des Auftretens von sichttoten Räumen, der schwierigen Zuordnung unterschiedlicher Reflexionsintensitäten auf Landnutzungsarten und des Nachteils der Momentaufnahmen ließen sich prinzipiell einfache Flächennutzungsklassen automatisch und schnell in quantitativer Art gewinnen.

Eine Interpretation von Satellitenphotos der Serie ERTS bzw. LANDSAT, die für die Gesamtfläche Bayerns für mehrere Jahre hinweg erhältlich sind, ließ sich wegen fehlender apparativer Ausstattung u.a. zur Herstellung von Composite-Bildern nicht durchführen. Einzelne Spektralauszüge gestatten vielfach noch keine klare Grenzziehung zwischen verschiedenen Landnutzungsarten. Darüber hinaus kommt es manchmal zu schlecht zu interpretierenden Farbabweichungen, die auf noch unbekannte Vorgänge in der Landschaft oder auf Fehler in der Sensortechnik und der Bildverarbeitung zurückzuführen sind. Ansonsten dürfte für ähnlich gelagerte Aufgabenstellungen in der Zukunft bei einer nicht allzu großen Anforderung an die Genauigkeit die Interpretation von Satellitendaten die rationellste Methode darstellen. Somit verbleiben nur noch drei Methoden, von denen die Geländebegehung hinsichtlich der Größe des Untersuchungsgebietes ausscheidet, was jedoch nicht bedeutet, daß eine gute Kenntnis der örtlichen Verhältnisse in manchen Fällen eine Entscheidungshilfe bieten kann. Die in der Praxis bisher am häufigsten durchgeführte Methode stellt die Aufnahme der Landnutzungsparameter anhand von topographischen Karten dar. Sie wird mit Hilfe eines Rasters durchgeführt. Bei der Größe des Untersuchungsgebietes bieten sich die topographischen Einzelblätter im Maßstab 1:50000 des Bayerischen Landesvermessungsamtes München an. Die Interpretation von topographischen Karten in diesem Maßstab bringt jedoch eine Reihe von Schwierigkeiten mit sich:

- a. Die Abgrenzung zwischen Acker- und Grünland, d.h. zwischen Landschaftselementen, die bei der Fragestellung eine große Rolle spielen können, läßt sich schwer durchführen.
- b. Kleine Grünflächen und Gärten innerhalb von Gemeinden sind für den Bearbeiter kaum auszumachen.
- c. Die Überdimensionierung der Elemente "Weg" bzw. "Straße" in den topographischen Karten mit kleinerem Maßstab als 1:25000 führt zu Fehlinterpretationen.

Die Anzahl der zu bearbeitenden Karten im Maßstab 1:50000 hinsichtlich einer Kartierung von ganz Bayern liegt bei rund 130; würden z.B. die Gitterwerte bei 500 m in der Natur liegen, was noch ein sinnvoller Abstand wäre, hätte man es mit ca. 280000 Gitterpunkten zu tun, an denen die Landnutzung bestimmt, auf Folien übertragen und auf Datenträger gebracht werden müßte. Ein größerer Abstand würde hinsichtlich der weniger häufigen Landnutzungsmerkmale zu größeren relativen Fehlern führen.

Infolge des mit dieser Methode verbundenen großen Arbeitsaufwandes wird auf eine, auf dem Datenmaterial des Statistischen Landesamtes basierende, kartenorientierte Erfassung der Parameter der Landnutzung übergegangen. Dieses Verfahren stützt sich in erster Linie auf die Gemeindedaten, die für alle Gemeinden Bayerns für die Jahre 1968 bis 1974 vorliegen. Hierbei werden alle Einzugsgebiete aus den Flächen der beteiligten Gemeinden zusammengesetzt und die Einzelflächen aufaddiert. Zu allererst muß die planimetrierte Fläche einer Gemeinde auf der politischen Karte, aus der man die Grenzen der Gemeinde erhält, mit dem Wert der Gesamtfläche derselben Gemeinde, die vom Landesamt ausgedruckt vorliegt, verglichen werden. Sind beide Angaben gleich groß, so kann man in fast allen Fällen damit rechnen, daß die Grenzen übereinstimmen. Ansonsten muß die Waldfläche innerhalb der Gemeindegrenzen auf den topographischen Karten durch ein Rasterverfahren abgeschätzt und mit der Waldfläche des Ausdrucks verglichen werden. Die Erhebung der Gemeinden wird nach dem Betriebssystem durchgeführt; infolgedessen sind zum überwiegenden Anteil außermärkische Flächen, meist Forstbetriebsflächen, für die Diskrepanz beim Vergleich der Flächen verantwortlich. In diesem Fall benutzt man nicht den ausgedruckten Wert für Wald, sondern die planimetrierte Waldfläche aus der topographischen Karte und erhält so in der Regel eine Übereinstimmung der beiden Gesamtflächen.

Das Verfahren wird aufwendiger, wenn - zeitlich gesehen - zwischen den Gemeindeerhebungen und der Entstehung der AMTSBEZIRKSÜBERSICHTSKARTEN (1973) Gemeindezusammenlegungen bzw. Eingemeindungen stattgefunden haben und man deswegen die Gemeindeflächen zusammensetzen muß. Falls das Gemeindeverfahren versagt, bleibt jedoch nichts anderes übrig, als nach der beschriebenen Rastermethode die betreffenden Flächen aufzunehmen. Für die Gemeinden, die nur teilweise innerhalb der Einzugsgebiete liegen, werden eine homogene Gleichverteilung der Merkmale angenommen, und der innerhalb der Flußgebietsgrenzen liegende Anteil bestimmt.

Den Gemeindedaten werden folgende Landnutzungsmerkmale entnommen: "Wald", "Acker", "Grünland", "Gebäude", "Weg", "Wasser" und "Ödland". Die Merkmale "Gebäude" und "Straße" werden zu dem Begriff "versiegelte Flächen" zusammengefaßt. Der Begriff Ödland muß insbesondere im Hochgebirge mit Hilfe der topographischen Karten in Grünland und Fels aufgeteilt werden. Die Vorteile dieser Gemeindemethode gegenüber dem Rasterverfahren, z.B. der kürzere Zeitaufwand bei der Erhebung, die Abgrenzbarkeit von Acker und Grünland und die Quantifizierbarkeit der versiegelten Flächen, überwiegen deutlich die Nachteile. Diese bestehen vor allem darin, daß die Merkmale nicht lokalisiert werden können.

Für die meisten Fragestellungen im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen erscheint die Aufnahme der Landnutzung nach dem kombinierten Gemeinderasterverfahren bezüglich ihrer Genauigkeit völlig ausreichend. Eine weitere Unterteilung nach Nutzungsarten ist anhand des bereits aufbereiteten Datenmaterials durchführbar. Anhand der topographischen Einzelblätter im Maßstab 1:50000 wird die nach dem beschriebenen Verfahren aufgenommene Landnutzung noch in Beziehung zur Höhenlage über NN gesetzt.

2.3.2. Die Verteilung der Landnutzung in den bayerischen Flußgebieten

Die Ergebnisse der Landnutzungsaufnahme sind in der Tab. II (Anhang) zu finden. Die Flußgebiete sind nach Gebietskomplexen gegliedert, wie sie in Kap. 3 weiterverwendet werden. Diejenigen Flußgebiete, die in Kap. 3 nicht herangezogen werden, sind im 2. Teil der Tab. II im Anhang (BAUMGARTNER, KIRCHNER und WEBER; 1982) aufgeführt. Die zeichnerische Umsetzung der Ergebnisse liegt - flächendeckend für ganz Bayern - in den Abbildungen 3 bis 7 vor. In Abb. 3 ist der prozentuale Anteil der Waldflächen in den bayerischen Einzugsgebieten eingetragen. Man erkennt den höchsten Waldanteil im Einzugsgebiet des Regen (bis Pegel TE), den geringsten in einigen Flußgebieten Unterfrankens und des mittleren und nördlichen Alpenvorlandes. Die Grünflächen besitzen in den Einzugsgebieten des westlichen Alpenvorlandes Flächenanteile von zum Teil 60 % und mehr (Abb. 4.). In der Abb. 5 ist zu erkennen, daß der Ackeranteil in Bayern von 0 % in den Alpen bis über 60 % im Maindreieck reicht. Der Anteil der versiegelten Flächen ist erwartungsgemäß in den Flußgebieten am höchsten, in deren Bereich die großen Ballungszentren zu finden sind

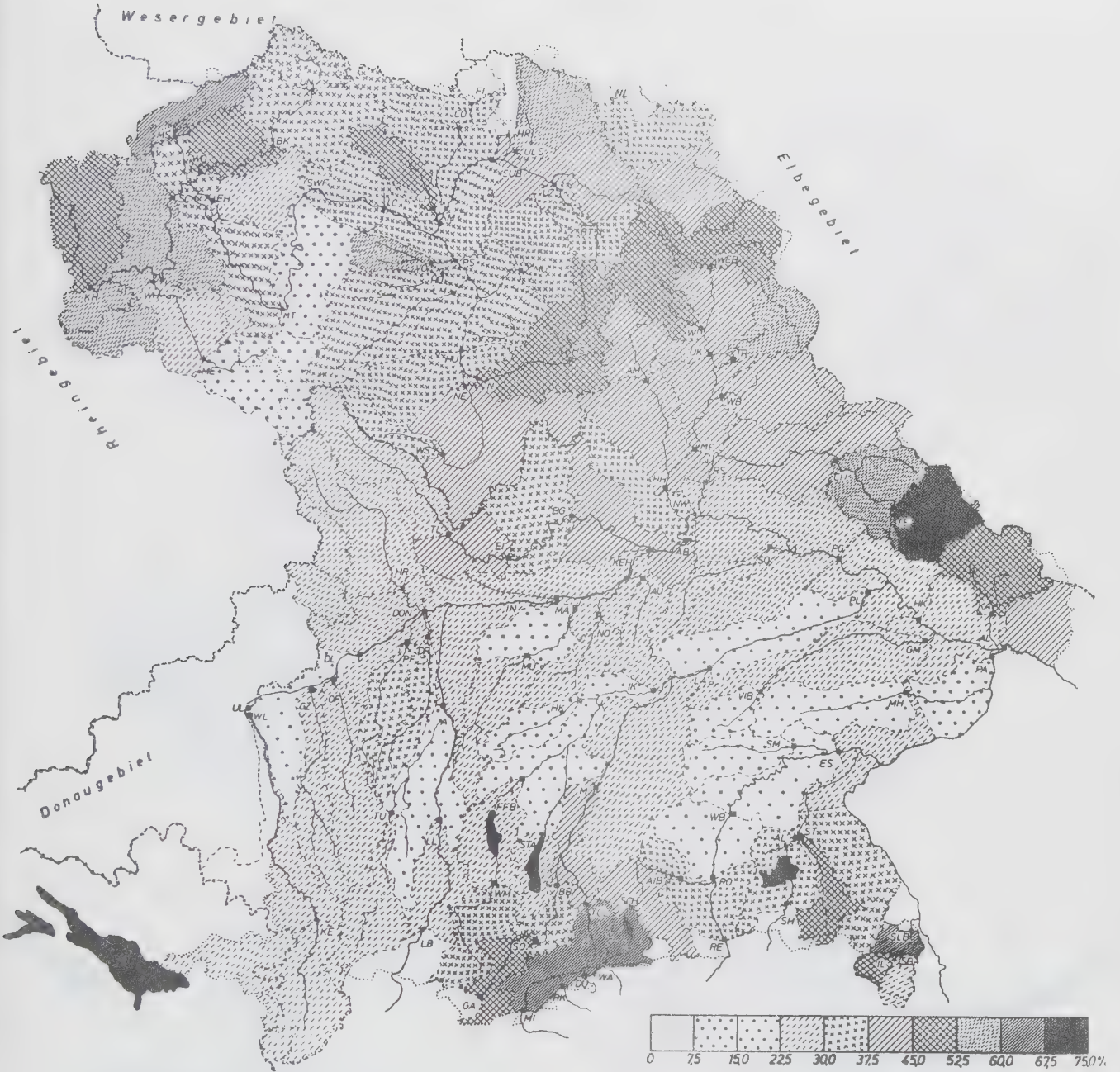


Abb. 3: Die Landnutzung in Bayern: Prozentualer Anteil der Waldflächen in den bayerischen Flußgebieten

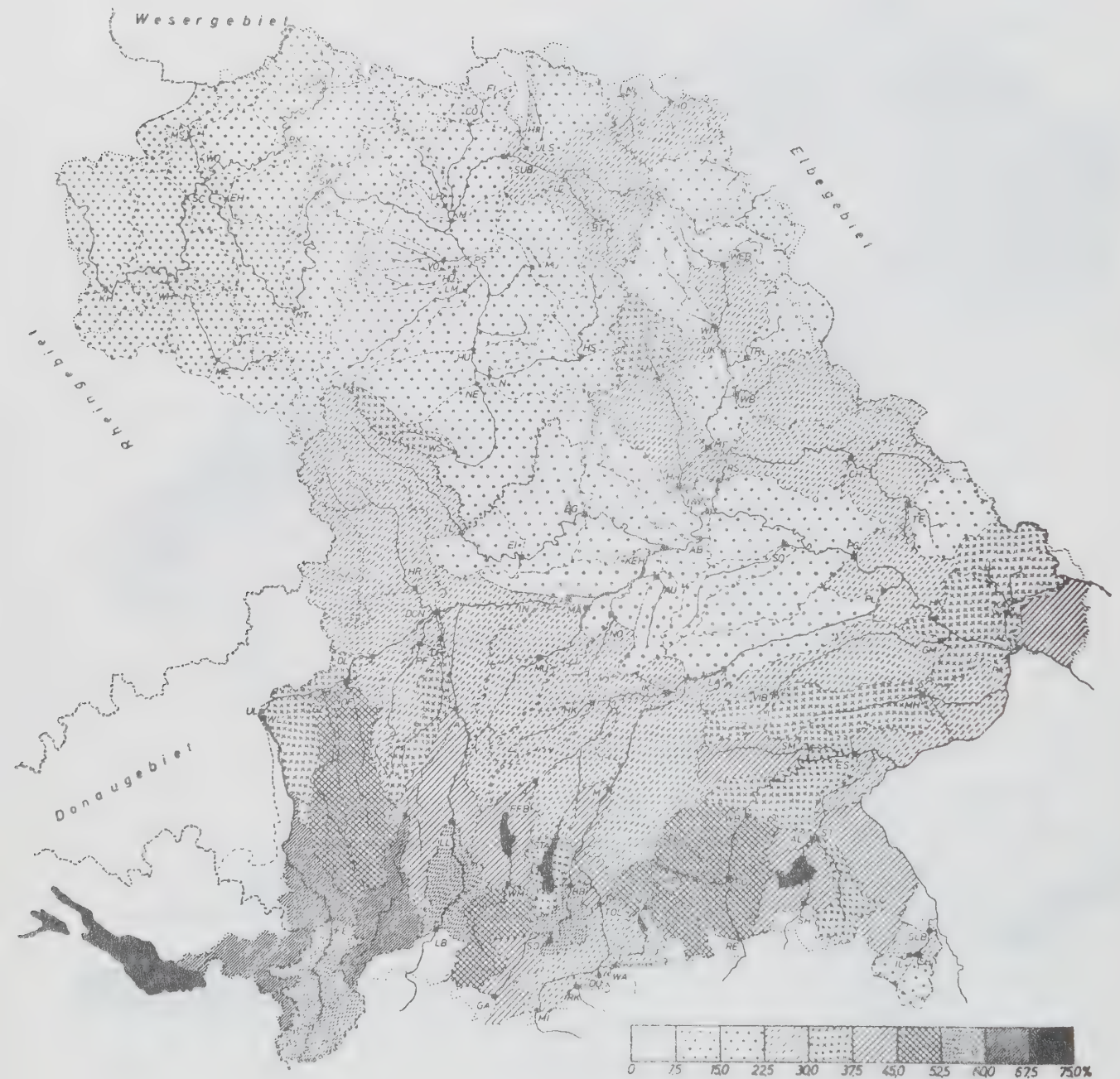


Abb. 4: Die Landnutzung in Bayern: Prozentualer Anteil des Grünlandes in den bayerischen Flußgebieten

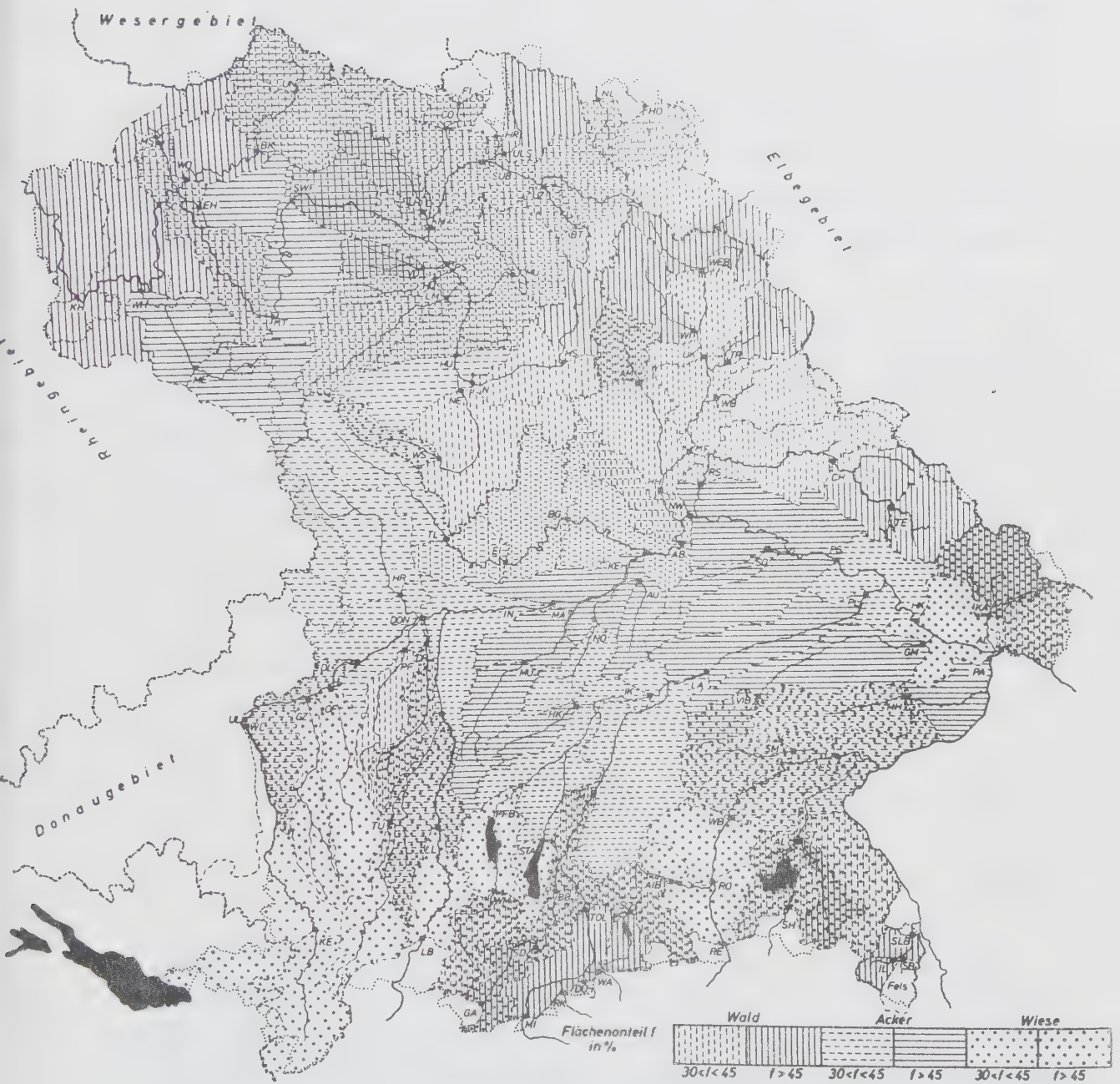


Abb. 7: Die Landnutzung in Bayern: Prozentualer Anteil der Hauptlandnutzungsarten (Wald, Wiese und Acker) in den bayerischen Flußgebieten

(Abb. 6). Die Tatsache, daß dort weit weniger als 20 % versiegelte Fläche zu finden sind, obwohl z.B. im Stadtgebiet von München ca. 45 % verbaut sind, liegt an der Größe der Flußgebiete. Die von BAUMGARTNER et al. (1982) auf München angewendete Kartierungsmethodik erfaßt allerdings nur rd. 67 % der Stadtfläche, wodurch der Wert von 45 % nur als grober Richtwert anzusehen ist. Für kleinere Städte ergeben sich in der angeführten Studie (STADTKLIMA BAYERN) erheblich geringere Versiegelungswerte (z.B. Schwabach: 20 %, Erlangen: 18 %). Für die vorliegende Untersuchung ist jedoch nicht die Kenntnis der Landnutzung bzw. Vegetationsverteilung in einer Gemeinde, sondern der über das gesamte Flußgebiet integrierte Wert von Interesse.

Eine Kombination der drei wichtigsten Landnutzungsarten stellt die Abb. 7 dar. In ihr ist der Flächenanteil von Wald, Acker und Wiese durch je zwei unterschiedliche Signaturen für jeweils mittleres ($30 < f < 45$) bzw. starkes ($f \geq 45$) Auftreten dargestellt. Ist der Flächenanteil einer Landnutzungsart geringer als 30 %, so erscheint diese nicht in der Karte. Eine detailliertere Beschreibung der Verteilung der Einzugsgebiete hinsichtlich deren Landnutzung wird nicht durchgeführt, da die Erhebung bei allem Zeitaufwand nur Grundlage für die nachfolgenden Hauptuntersuchungen bildet.

2.4. Erfassung der Wasserhaushaltsgrößen

2.4.1. Gebietsmittel der Periode 1931-1960

Die Gebietsmittel der Niederschlags-, Abfluß- und Verdunstungshöhen in den ausgewählten bayerischen Einzugsgebieten ergeben sich durch die Auswertung der entsprechenden Karten, die für die Periode 1931-1960 im Maßstab 1:500000 vorliegen (BAYER. STAATSMINISTERIUM DES INNEREN 1971; KERN, 1973 und KERN, 1975). Über die Erstellungsmethode dieser Isolienverteilung und die Einschränkungen hinsichtlich deren Zuverlässigkeit wird auf die Erläuterungen zu den obigen Veröffentlichungen und auf KOPF und ROTHASCHER (1980) verwiesen.

Sonst in der Praxis verwendete Verfahren zur Berechnung des Gebietsniederschlags sind u.a. bei VAHL (1970) zu finden. Die Ermittlung der Gebietsgrößen wird in der vorliegenden Arbeit folgendermaßen durchgeführt: es wird eine analog zur Abb. 1 auf Transparentpapier gezeichnete

te Pegelkarte im Maßstab 1:500000 auf die entsprechenden Grundverteilungskarten für Niederschlag, Abfluß und Verdunstung gelegt. An jedem Punkt eines Gitterrasters mit der Maschenweite von 5 mm, was in der Natur einer Entfernung von 2.5 km gleichkommt, wird der entsprechende Wert abgelesen; durch Integration über alle Gitterwerte eines jeden Flußgebiets erhält man so die gewünschten Gebietsmittel. Das Verfahren wird für die drei genannten hydrologischen Größen auch für Sommer- und Winterhalbjahr durchgeführt. Es wird hierbei ein besonderer Wert daraufgelegt, daß diese Prozedur von zwei Bearbeitern durchgeführt wird, um einer subjektiven Auswertung vorzubeugen. Die Ergebnisse dieser Gebietsmittelbestimmungen sind, was Niederschlag und Verdunstung anbelangt, in Tab. 5 (Kap. 3.2.1.) enthalten. Der jährliche Gebietsniederschlag liegt zwischen 640 mm im Flußgebiet Wern und 1877 mm im Gebiet der Mangfall. Die Gebietsverdunstung schwankt zwischen rd. 460 mm im Gebiet der Sächsischen Saale und 610 mm im Bereich des Inn.

2.4.2. Monats- und Tagesmittel

Will man die Reaktion von Einzugsgebieten hinsichtlich des Abflußverhaltens ihrer Flüsse auf Niederschlagsereignisse untersuchen, so müssen die hydrologischen Daten von kürzeren Perioden vorliegen. Allgemein gilt, daß je kleiner der betrachtete Zeitscale gewählt ist, desto exakter die Beschreibung ist. Ein limitierender Faktor diesbezüglich ist jedoch die Verfügbarkeit der Daten. Während der Abfluß als Pegelmeßgröße für beliebig kleine Zeitintervalle (Tage, Stunden, Minuten) vorliegt und auch auf das ganze Flußgebiet umgerechnet werden kann, macht die praktizierte Ausleerungsfrequenz bei der herkömmlichen Niederschlagsmessung mit Regenmessern eine geringere Zeitauflösung als einen Tag unmöglich. Das darüberhinaus aufwendige Verfahren der Gebietsniederschlagsberechnung wird vom Deutschen Wetterdienst ferner ohnehin nur auf Monatsbasis durchgeführt. Somit stehen für die im Kap. 4 durchgeführten Untersuchungen nur folgende Zeitskalen zur Verfügung: Monate für Niederschlags- und Abflußwerte und Tage für den Abfluß. Die Daten werden zum einen den Gewässerkundlichen Jahrbüchern (BLW, 1962 bis 1976) und zum anderen den Veröffentlichungen des DEUTSCHEN WETTERDIENSTES (1963 bis 1977) entnommen. Als Bezugszeiträume gelten die Monatsperioden 1961-1975; für die Tagesabflüsse wurde der Zeitraum 1966- 1975 als ausreichend angesehen. Alle Daten wurden auf EDV-Träger gebracht.

2.5. Pedologische Untersuchungen

Im Wasserhaushalt eines Einzugsgebietes ist der Feuchte- bzw. Wassergehalt des Bodens ein wichtiger Posten. Will man den Einfluß der Landnutzung auf den Wasserhaushalt von Flußgebieten untersuchen, so müssen hinsichtlich des Abflusses die Retentionseigenschaften des Bodens abgeschätzt werden. Da Bayern über zu wenig Bodenfeuchtemeßstationen verfügt, damit flächenmäßige Aussagen über den Wasserhaushalt des Bodens getroffen werden können, muß auf ein anderes Maß ausgewichen werden, das die wahren Verhältnisse wenigstens grob beschreibt. Da sich jedoch Mächtigkeit und Beschaffenheit der Böden und damit auch die Wasserspeicherfähigkeit von Meter zu Meter ändern können, ist eine verbindliche Aussage über ein größeres Gebiet unmöglich. Diesen Imponderabilien zum Trotz wird der Versuch unternommen, für jedes Flußgebiet eine Maßzahl für den Wassergehalt des Bodens anzugeben. Für die Beurteilung des Wassergehalts werden im folgenden einige in der Bodenkunde gebräuchliche Begriffe erläutert (SCHEFFER-SCHACHTSCHNABEL, 1966).

2.5.1. Definition der wichtigsten Bodengrößen

Als wichtigste Merkmale des Bodens sind Bodenart, Skelettanteil, Gründigkeit, Humusgehalt und Lagerungsdichte zu nennen (AK Standortkart., 1978). Die **B o d e n a r t** kennzeichnet das Bodenmaterial hinsichtlich seiner Korngrößenzusammensetzung. Maßgebend in der Unterscheidung der einzelnen Bodenarten sind die Anteile der drei Hauptkomponenten des Feinbodens: Sand, Schluff und Ton. Als **B o d e n s k e l e t t** werden Bodenbestandteile definiert, welche Korngrößen von mehr als 2 mm besitzen. Die **G r ü n d i g k e i t** bezeichnet die Mächtigkeit der durchwurzelbaren oberen Bodenstufe. Der **H u m u s g e h a l t** ist der Gehalt an abgestorbener organischer Substanz; man unterscheidet bei den Humusformengruppen Mull, Moder und Rohhumus. Bezieht man die Masse an festen Bestandteilen auf das gesamte Bodenvolumen, so erhält man die **L a g e r u n g s d i c h t e**. Analog wird als **G e s a m t p o r e n v o l u m e n** der Anteil am Gesamtvolumen bezeichnet, der nicht von fester Substanz ausgefüllt wird (AK, Standortkart., 1978). Es unterteilt sich in **F e l d w a s s e r k a p a z i t ä t** und **Luftkapazität**, entsprechend der Füllung mit Wasser bzw. Luft. Unter **F e l d w a s s e r k a p a z i t ä t** **FWK**

versteht man den Wassergehalt in g Wasser je 100 cm^3 Boden bei Berücksichtigung der Dichte von Wasser - also z.B. in Vol.-% oder in mm/dm Wurzelraum -, welchen ein Boden an seinem Standort in ungestörter Lagerung 2 bis 3 Tage nach einer längeren Regenperiode bzw. nach ausreichender Sättigung gegen die Schwerkraft zurückhalten kann. Wird über alle Bodenschichten integriert, so ergibt sich als Einheit mm. Die Saugspannung kann, je nach den örtlichen Verhältnissen, im Bereich zwischen pF 1.8 und pF 2.5 liegen. Die Feldwasserkapazität wird als geeignetes Maß zur Kennzeichnung des potentiellen Wasserhaltevermögens, d.h. als obere Grenze für den Wassergehalt der Böden erachtet. Sie stellt in den nachfolgenden Untersuchungen die Größe dar, mit der der Wassergehalt und die Evaporabilität des Bodens parametrisiert werden. Die Welkepunktwasserkapazität WPK wird nach AK Standortkart.(1978) - physikalisch unsauber - als die Wassermenge bezeichnet, die in einem Boden mit so hohen Saugspannungen gehalten wird, daß die Pflanzen die für ihre Lebensfunktionen benötigte Wassermenge nicht aus ihm decken können; ihre Einheit lautet Vol.-%. Bei pF 4.2 ist der permanente Welkepunkt erreicht. Als n u t z b a r e Wasserkapazität nWK wird die um die Welkepunktwasserkapazität verminderte Feldwasserkapazität bezeichnet. Sie stellt die 'Menge' an Wasser dar, die die Pflanze potentiell zu nutzen in der Lage ist.

2.5.2. Berechnung der Feldwasserkapazität

Als Basis zur Bestimmung der Feldwasserkapazität dient die "Bodenkundliche Übersichtskarte", welche vom BAYERISCHEN GEOLOGISCHEN LANDESAMT (1955) herausgegeben wird. Aus ihr ist die Verbreitung der 39 wichtigsten in Bayern auftretenden Bodenarten ersichtlich. Die Legende und die Erläuterungen zur Karte gestatten Rückschlüsse auf die drei Hauptkomponenten des Feinbodens. Aufgrund dessen ist es möglich, die in der Bodenkarte vorkommenden Bodenarten auf die etwa 25 Arten zu reduzieren, die in der als Leitfaden zur Berechnung der Feldwasserkapazität verwendeten Forstlichen Standortsaufnahme (ARBEITSKREIS STANDORTSKARTIERUNG, 1978) unterschieden werden. Dieser Abhandlung wird ebenfalls die Einteilung des Skelettanteils nach Klassen entnommen und auf die qualitativen Angaben der Kartenlegende über das Grobmaterial übertragen (Tab. 1).

Tab. 1: Klassifizierung des Skelettanteils

Bezeichnung	Skelettanteil (Vol.-%)	Klasse
sehr schwach steinig, kiesig	1	I
schwach steinig, kiesig	1-10	I
mittel steinig, kiesig	10-30	II
stark steinig, kiesig	30-50	III
sehr stark steinig, kiesig	50-75	IV
Skelettboden	> 75	V

Der Skelettanteil reicht von sehr schwach steinig bis zum massiven Felsboden, ausgedrückt in Volumenprozent.

Bezüglich der Gründigkeit kann bei der Zuordnung auf eine Skala ähnlich wie beim Skelettanteil verfahren werden. Die Gründigkeit der Böden reicht laut Tab. 2 bis etwa 100 cm Tiefe.

Tab. 2: Klassifizierung der Gründigkeit

Bezeichnung	Tiefe (cm)	Klasse
flachgründig	bis 30	a
flach - mittel		b
mittel - flach		c
mittel	30-60	d
mittel - tief		e
tief	60-100	f

Lagerungsdichte, Humusgehalt und die Horizonte können dagegen aus der Karte nicht erschlossen werden. Als Lagerungsdichte wird eine mittlere der Klasse "II" nach RENGIER (1978), d.h. $1.3 - 1.5 \text{ g cm}^{-3}$, angenommen. Als Horizont wird pauschal der A-Horizont als durchgehend bis zum anstehenden Gestein betrachtet. Der Humusgehalt wird nicht berücksichtigt. Sind die Bodenmerkmale bekannt, kann die Feldwasserkapazität (FWK), integriert über die gesamte Gründigkeit (in mm), folgendermaßen bestimmt werden:

$$FWK_{\text{gesamt}} = FWB \cdot (1 - SK) \cdot GR \quad (7),$$

wobei SK = Skelettanteil (dimensionslos)

GR = Gründigkeit (in dm)

FWB = bodenspezifische Feldwasserkapazität (in Vol.-% oder mm/dm)

Dabei wird die bodenspezifische FWB einer Tabelle nach RENGGER (AK, 1978) entnommen. Die Gründigkeit geht im Gegensatz zur Feldwasserkapazität in dm in die Gleichung ein (7). Nach Durchführung des Berechnungsschemas der obigen Gleichung für alle Bodenarten wird die Gesamtfeldwasserkapazität in 8 Klassen eingeteilt (Tab. 3).

Tab. 3: Klassifizierung der berechneten Feldwasserkapazität

FWK in mm	Mittel	Klasse
0 - 50	25	I
50 - 100	75	II
100 - 150	125	III
150 - 200	175	IV
200 - 250	225	V
250 - 300	275	VI
300 - 350	325	VII
Anmoor - Moor	450	VIII

Für die Klasse VIII - anmoorige bis moorige Böden und Moore - wird ein Wert von 450 mm angesetzt. Diese Festlegung kommt aus folgender Überlegung zustande:

Die in der Karte solchermaßen klassifizierten Böden sind nur noch zum geringsten Teil reine Moorböden. Diese gibt es nur noch in naturbelassenen Mooren und können deshalb flächenmäßig vernachlässigt werden. Der weitaus überwiegende Teil der Flächen, die aus Moor- bzw. Auenböden hervorgegangen sind, unterliegt dagegen einer regelmäßigen Bewirtschaftung und z.T. auch einer Bodenbearbeitung.

In Anlehnung an die Untersuchungen von MÜCKENHAUSEN (1962) werden die Bodenartengruppen "tonige Lehme" bzw. "lehmiger Ton" auf Grund ihrer Korngrößenverteilung als typisch für die genannten Flächen angesehen. Der Skelettanteil sei in beiden Fällen gleich Null. Nach der bereits zitierten Tabelle nach RENGGER (AK, 1978) entsprechen diesen Bodenarten Feldwasserkapazitäten von 39 bzw. 49 Vol.-%. Nach RENGGER (AK, 1978) muß entsprechend dem Tongehalt von humösen Böden bei "tonigen Lehmen" ein Zuschlag von 1 Prozent erfolgen. Setzt man diese beiden Werte in Gleichung (7) ein, so bekommt man als Gesamtfeldwasserkapazität 400 bzw. 490 mm, was den Mittelwert von 450 mm rechtfertigt.

2.5.3. Erstellung der Karte der Feldwasserkapazität

Entsprechend der Berechnung der FWK-Werte für alle Bodenarten nach der Gleichung (7) und nach der Klassifizierung der Ergebnisse laut Tab. 3 kann die räumliche Verteilung der Feldwasserkapazität in Bayern bestimmt werden (Abb. 8).

Es liegt auf der Hand, daß zum Ziel einer gewissen Überschaubarkeit kleinste Strukturen weggelassen werden müssen und nur die Grundzüge in der Verteilung der Feldwasserkapazität beibehalten werden können. Zudem ist es nötig, die ursprüngliche farbliche Darstellung im Maßstab 1:500000 zum Zweck einer besseren Reproduzierbarkeit noch weiter zu vereinfachen. Trotzdem sind Einzelheiten, wie der Verlauf der Flußtäler, auf der Karte noch gut zu erkennen. Die geringsten Feldwasserkapazitäten findet man in den ostbayerischen Randgebieten, und die höchsten Werte gibt es im niederbayerischen tertiären Hügelland. Eine ähnliche Karte im "HYDROLOGISCHEN ATLAS DER BRD" (DFG, 1979) zeigt für den Untersuchungsraum nicht immer volle Übereinstimmung. Das mag daran liegen, daß dort über 2 m Gründigkeit integriert wurde, während hier die Feldwasserkapazität bis zur tatsächlichen Gründigkeit bestimmt wird. Die angefertigte Karte für die Feldwasserkapazität kann allerdings nur dort für gültig angesehen werden, wo weder Stau- noch Grundwasser in den berücksichtigten Bodenschichten auftreten.

In der Folge wird die mittlere Feldwasserkapazität für die betreffenden Flußgebiete bestimmt. Hierzu wird ein Flußgebietsnetz untergelegt, an den Gitterpunkten eines engmaschigen Rasters der Wert abgelesen und über jedes Flußgebiet der Mittelwert berechnet. Obwohl die Einteilung nach Tab. 3 nicht vollständig äquidistante Klassen enthält, wird eine lineare Mittelung durchgeführt. Die Seen müssen ausgespart werden, da für sie die Feldwasserkapazität nicht definiert ist. In der Tab. 5 im Kapitel 3.2.1. sind die Ergebnisse der Gebietsmittelung der Feldwasserkapazität für einen Teil der bayerischen Flußgebiete eingetragen. Ferner sind auch die nutzbaren Wasserkapazitäten eingetragen. Letztere werden nach dem gleichen Schema berechnet, wie es in Kapitel 2.5.2. beschrieben ist. Lediglich werden statt der Bodenwerte für die Feldwasserkapazität die entsprechenden der nutzbaren Wasserkapazität aus der bereits eingangs zitierten Tabelle nach RENGIER aus der Forstlichen Standortsaufnahme herangezogen. Bodenskelett, Gründigkeit und ähnliche



Abb. 8: Die Feldwasserkapazität in Bayern in mm (vereinfachte Darstellung)

Parameter werden dabei unverändert übernommen. Die kartenmäßige Darstellung für Bayern ergibt sich im Anschluß an die Klassifizierung der nutzbaren Wasserkapazität. Die Reinzeichnung des farbigen Vordrucks wurde nicht vorgenommen. Da sich durch die Einführung der nutzbaren Wasserkapazität kaum Verbesserungen bei der Parametrisierung des Bodenwasserhaushalts erzielen lassen, wird in den nachfolgenden Untersuchungen die Feldwasserkapazität als Basisgröße herangezogen.

3. Die vegetationsspezifischen Verdunstungsfaktoren

Die Gesamtverdunstung eines Flußgebietes läßt sich, wenn man einen genügend langen Zeitraum betrachtet und Klimaschwankungen ausschließt, nach Beziehung (1) aus der Differenz zwischen Gebietsniederschlag und Abfluß bestimmen. Sie setzt sich andererseits mosaikartig aus der Teilverdunstung jedes einzelnen Landschaftselementes zusammen. Kennt man die hydrologischen Gebietsbilanzen einer größeren Anzahl von Einzugsgebieten, ferner die Verteilung der Oberflächenbedeckung in denselben, so ist es möglich, zumindest annäherungsweise, den Verdunstungsanteil der verschiedenen Hauptvegetationen zu ermitteln. Die Verdunstung erweist sich jedoch nicht nur als vegetationsspezifische Größe, sondern zeigt auch eine große Abhängigkeit vom jeweiligen Standort; andernfalls müßte z.B. jeder Fichtenwald in Bayern gleich viel verdunsten. Deswegen ist es zur besseren Vergleichbarkeit der Ergebnisse sinnvoll, eine Größe einzuführen, auf die die Teilverdunstungen zu beziehen sind (ENDERS, 1979). Hier bietet sich die potentielle Evapotranspiration, d.h. die Verdunstung an, die bei optimaler Wasserversorgung auftritt. Für den Normalfall, wo die aktuelle Verdunstung unter der potentiellen liegt, muß noch eine zusätzliche Korrektur angebracht werden, die den pedologischen und klimatischen Verhältnissen Rechnung trägt.

3.1. Ermittlung der potentiellen Verdunstung

Die potentielle Verdunstung gibt an, welche Wassermenge von einer Fläche bei den vorhandenen Umgebungsbedingungen verdunsten würde, wenn genügend Wasser zur Verfügung stünde. Es gibt zahlreiche Versuche, die aktuelle bzw. potentielle Evapotranspiration zu ermitteln. Einen der

Wirklichkeit nahekommenden Lösungsvorschlag gibt HOFMANN (1955) durch die Anwendung der Energiebilanzgleichung, wobei er hinsichtlich des Stromes der latenten Wärme zwischen Strahlungs- und Ventilations-Feuchte-Anteil unterscheidet. Dieses Verfahren setzt jedoch u.a. die Kenntnis von Bodenwärmestrom und Wärmeübergangszahl voraus, weswegen es für die vorliegenden flächenmäßigen Untersuchungen ausscheidet. Ähnliche Schwierigkeiten ergäben sich, wendete man die verschiedenen Formeln von PENMAN (1948) an, in welche neben Sonnenscheindauer, Albedo und Lufttemperatur kaum großflächig zu bestimmende Parameter, wie Dampfdruck und Windgeschwindigkeit, eingehen (LIEBSCHER, 1976). Als wesentliche Vereinfachung dazu setzt ALBRECHT (1962) die potentielle Verdunstung aus Monatswerten proportional zum mittleren Sättigungsdefizit in der Luft an, wobei der Proportionalitätsfaktor von der mittleren Windgeschwindigkeit abhängt. Ähnlich einfach erweist sich die Berechnung der täglichen Verdunstung mit der Formel nach HAUDE (1952), in die lediglich das Sättigungsdefizit zur Zeit der maximalen Verdunstung (14 Uhr Ortszeit) eingeht. Die Methoden nach HAUDE bzw. ALBRECHT wären anwendbar, zumal alle Klimahauptstationen des Deutschen Wetterdienstes Feuchtemessungen durchführen. In der vorliegenden Untersuchung über die Bestimmung der spezifischen Verdunstung wird das empirische Verfahren nach THORNTHWAITE (1948) übernommen, das auf der monatlichen Lufttemperatur als Ausgangsgröße basiert. Es hat bei aller Einfachheit den Vorteil, daß infolge der strengen Abhängigkeit der Temperatur von der Meereshöhe die potentielle Verdunstung für alle beliebigen Lagen innerhalb der zu untersuchenden bayerischen Flußgebiete berechnet werden kann. Es handelt sich bei der THORNTHWAITE-Verdunstung um die potentielle Evapotranspiration über Grünland, was die Einführung von spezifischen, auf Wiese zu beziehenden Verdunstungsfaktoren der verbleibenden Landnutzungsarten Wald, Acker, See und versiegelte Fläche gestattet. Die Formel, die - wie bereits angedeutet - für Verdunstung von gut wasserversorgtem, niedrigem Grünland entwickelt wurde - vgl. ENDERS (1979) -, lautet:

$$PET_M = 16 \cdot (10 \cdot \bar{t}_M / I)^a \cdot F^0 \quad (8),$$

wobei

PET_M = monatl. potentielle Evapotranspiration nach Thornthwaite in mm

$\bar{t}_M$ = Monatsmittel der Lufttemperatur (pos. Celsiusgrade)

I = Jahressumme des monatl. Wärmeindex $i = (t_M/5)^{1.514}$, $I = i_1 + \dots + i_{12}$

a = kubische Funktion von I :

$$a = 0.000000675 I^3 - 0.0000771 I^2 + 0.01792 I + 0.49239$$

F° = Anpassungsfaktor bezügl. Monatslänge und pot. Sonnenscheindauer
in Abhäng. v. d. geogr. Breite (z.B. $\varphi = 48^\circ$: Jan./0.76,
Juli/1.34)

Für München ergibt sich so eine potentielle Jahresverdunstung von ca. 588 mm. Die Aufstellung dieser Gleichung beruht auf der Annahme, daß zwischen den beiden Anteilen der Nettostrahlung, die zur Erwärmung der Luft und für die Verdunstung bereitstehen, ein fester Zusammenhang besteht (ENDERS, 1979). Der Nachteil dieser Formel liegt vor allem darin, daß nur positive Celsiusmitteltemperaturen berücksichtigt werden, was sich in den Wintermonaten in einer gewissen Unterschätzung der Verdunstungswerte ausdrückt. Allerdings fallen auf Dezember, Januar und Februar laut FRIEDRICH (1950) und MAYR (1928) nur rund 4 Prozent der Jahresverdunstung, was in Abb. 9 dargestellt ist. Die hier graphisch umgesetzten Daten für die prozentuale Verteilung der Jahresverdunstung beziehen sich auf Messungen in Eberswalde (1934 bis 1937) bzw. in München-Bogenhausen (1918 bis 1934). So entfallen rd. 82 bzw. 87% der Jahresverdunstung auf die Monate April bis September. Nach FRIEDRICH beträgt der Verdunstungsanteil für die entsprechenden Monate rd. 87%, während FRANKENBERGER (1955, 1960) für den Fall einer anmoorigen Wiese ca. 85 bzw. 83 % ermittelt hat. STRAUSS (1971) kommt aufgrund einer zwölfmonatigen Meßphase in einem Fichtenwald auf einen Anteil von nur 77 % bezogen auf die Monate April bis September.

Mag die Formel nach Thornthwaite infolge ihrer stark simplifizierenden Annahmen im Vergleich zu den anderen angeführten Methoden doch ziemliche Schwächen aufweisen, so wird ihr dennoch in dieser Untersuchung wegen der definierten Landnutzungsabhängigkeit (Grünland) der Vorzug gegeben; hinsichtlich der durchzuführenden Simulationsrechnungen sind ferner weniger die absoluten Werte als die Änderungen der Gebietsverdunstung von Belang. Für eine Reihe bayerischer Orte werden nun die Monatsmittel der Lufttemperatur und die geographische Breite aus den Meteorologischen Jahrbüchern des DWD ermittelt und nach Beziehung (8) die potentielle Evapotranspiration berechnet. Mittelwerte der Monats-

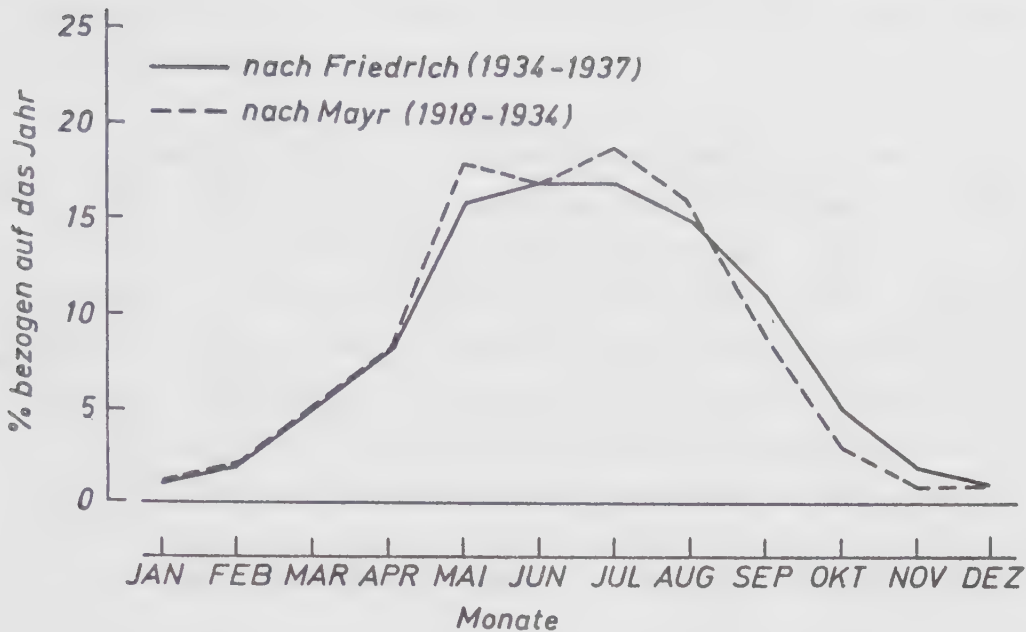


Abb. 9: Der Jahresgang der Verdunstung (in % vom Jahreswert) für Eberswalde (FRIEDRICH, 1934-1937) und München (MAYR, 1918-1934)

temperaturen, Meereshöhe und geographische Breite für die Periode 1931 - 1960 sind für die 55 bayerischen Stationen der Tab. III im Anhang zu entnehmen. Zwischen der potentiellen Evapotranspiration (PET in mm) und der Höhe z über NN wird folgende Regressionsbeziehung abgeleitet:

$$PET = 648.3 - 0.1243 \cdot z, \text{ für } z \text{ in m, } r = 0.78 \quad (9)$$

Für die spätere Verwendung im Modell ist es aufgrund regionalklimatischer Unterschiede sinnvoll, Bayern in eine Nord- und eine Südhälfte aufzuteilen. Für die 27 südbayerischen Stationen erhält man folgende Beziehung:

$$PET = 646.4 - 0.1123 \cdot z, \text{ für } z \text{ in m, } r = 0.92 \quad (10)$$

Für Nordbayern lautet die Beziehung folgendermaßen:

$$PET = 661.1 - 0.1555 \cdot z, \text{ für } z \text{ in m, } r = 0.91 \quad (11)$$

Die Korrelationskoeffizienten r in Verbindung mit dem F-Test lassen für die Teilbeziehungen (10) und (11) eine hohe statistische Sicherheit erkennen. Bei der Auswahl der 55 Stationen ist die Zugspitze nicht berücksichtigt, da einerseits die Gefahr besteht, daß singuläre Punkte die Neigung von Regressionsgeraden erheblich verändern, und andererseits die Gebiete über 1800 NN flächenmäßig kaum ins Gewicht fallen. Der Bayerische Wald wird aus klimatologischen Gesichtspunkten Nordbayern zugerechnet. In Abb. 10 ist die Beziehung zwischen der potentiellen Evapotranspiration nach Thornthwaite und der Seehöhe für die drei angegebenen Beziehungen eingetragen. In Südbayern ist aufgrund des geringeren vertikalen Temperaturgradienten (z.B. durch Föhn) bei der Verdunstung ein entsprechend geringerer Abfall mit der Höhe festzustellen, als es für Nordbayern der Fall ist. Die Einzelwerte sind nicht eingetragen, da nur mittlere vertikale Abhängigkeiten von Interesse sind.

3.2. Bestimmung des Korrekturfaktors

Das Konzept der Verwendung der potentiellen Evapotranspiration als Bezugsgröße läßt sich nur dann durchführen, wenn die aktuelle mit der potentiellen Verdunstung übereinstimmt oder annähernd gleich groß ist. Dies ist in Gebieten der Fall, wo ein hohes Niederschlagsangebot vorliegt und zudem der Niederschlag über das ganze Jahr, insbesondere über die Jahreszeiten mit hohem Verdunstungsverlust, gleich verteilt ist. ENDERS (1979) nimmt dies für den Nationalpark Berchtesgaden an. Im Einzelfall wird allerdings an stark besonnten Hängen, z.B. mit Latschen- oder Zirbelkiefernbewuchs, nach längeren niederschlagsfreien Perioden die Verdunstung deutlich eingeschränkt sein. Große Hangneigung und geringe Speicherfähigkeit der Böden dürften in solchen Fällen die Hauptgründe für die Diskrepanz zwischen aktueller und potentieller Verdunstung darstellen. Neben dem Niederschlagsangebot und dessen zeitlicher Verteilung im Jahr spielt vor allem die Fähigkeit des Bodens, Wasser zu speichern, bei der Evaporabilität eine große Rolle. Das Wasserspeichervermögen natürlicher Böden kann bestenfalls die Verhältnisse einer optimal versorgten Moor- oder Seefläche und schlechtestenfalls die einer versiegelten Fläche (Straße) bzw. Fels annehmen. Handelt es sich um das Beispiel einer Straße, so wäre es zur Erfüllung der Forderung "aktuelle gleich potentieller Evaporation"

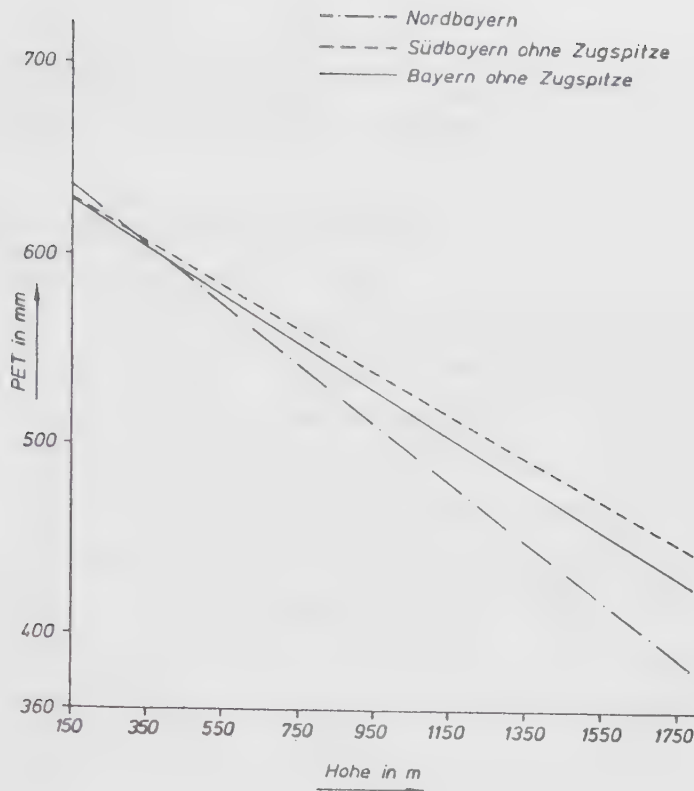


Abb. 10: Potentielle Evapotranspiration (PET) in Abhängigkeit von der Seehöhe für Süd- und Nordbayern sowie für das gesamte Bayern (jeweils ohne die Zugspitze)

notwendig, daß die evaporierende Oberfläche ständig benetzt wäre. Im Gegensatz dazu würde es bei einer Wasseroberfläche genügen, wenn die gesamte Niederschlagsmenge einmal im Jahr fiel. Da die bayerischen Flußgebiete zum größten Teil Gebieten angehören, wo entweder bei hohem Winterniederschlag der Gesamtniederschlag unter 1000 mm im Jahr liegt oder die Speicherfähigkeit des Bodens gering ist, ist es nötig, von der potentiellen zu aktuellen Evapotranspiration überzugehen. Dies könnte durch einen "Korrekturfaktor" k geschehen, der die genannten Fälle zu berücksichtigen hätte. Die Reduktion der potentiellen Evapotranspiration auf die aktuelle stellt sich durch den Faktor $PET \cdot k$ dar. Je kleiner k ist, desto größer ist folglich die Abweichung von potentieller und aktueller Evapotranspiration. Der Faktor k ist so konzipiert, daß er maximal den Wert 1.00 annehmen kann; es wird somit eine Überschreitung der potentiellen Verdunstung nicht zugelassen. Explizit hat die Parametrisierung folgendes Aussehen:

$$AET = k \cdot PET \quad (12),$$

wobei AET = aktuelle Evapotranspiration in mm

PET = potentielle " in mm

$$k = \frac{N}{N^+} + k^+; \quad \frac{N}{N^+} = 1, \text{ falls } N \geq N^+ \quad (13)$$

$$\text{wobei } N^+ = f(N_{\text{So}}:N_{\text{Wi}}) \quad (14a)$$

$$k^+ = f(\text{FWK}) \quad (14b)$$

wobei $N:N^+$ = Niederschlagsanteil von k

N = Jahresniederschlag in mm

N^+ = Schwellenwert des Niederschlags in mm

$N_{\text{So}}:N_{\text{Wi}}$ = Verhältnis von Sommer- zu Winter-N (So: Mai-Okt.)

k^+ = Bodenfeuchteanteil von k

FWK = Feldwasserkapazität in mm

Die Parametrisierung von k setzt sich somit aus den Einflußgrößen Niederschlagsinput und Speicherungsvermögen der Böden zusammen.

3.2.1. Der Niederschlagsanteil des komplexen Korrekturfaktors

k ergibt sich laut Gleichung (12) zum einen Teil aus dem Verhältnis des Jahresniederschlags N zu einem gegebenen Schwellenwert N^+ . Dabei wird der Schwellenwert folgendermaßen definiert:

Er gibt den Jahresniederschlag an, der bei guter Wasserspeicherfähigkeit des Bodens nötig ist, damit man von potentieller Verdunstung sprechen kann.

In N^+ drückt sich die zeitliche Verteilung des Niederschlags innerhalb des Jahres aus. Hierbei kommt es darauf an, ob der Niederschlag in der strahlungs- und damit verdunstungsintensiven Jahreszeit oder im Winter fällt. Man beachte, daß in den Monaten Dezember, Januar und Februar die Gesamtverdunstung bei günstiger Wasserversorgung unter 10 Prozent der Jahresverdunstung liegt. Aus diesem Grunde wird N^+ in Abb. 11 als Funktion des Verhältnisses aus Sommer- und Winterniederschlag festgelegt. Damit überhaupt die potentielle Evapotranspiration erreicht werden kann, muß der Niederschlag wenigstens ebenso hoch sein. Aus dieser trivialen Feststellung ergibt sich jedoch die untere Grenze für den Schwellenwert N^+ . Der Zusammenhang zwischen dem Schwellenwert und dem Verhältnis Sommer- zu Winterniederschlag ist in Abb. 11 enthalten. Die Lage der Kurve ergibt sich aus Testrechnungen zur hydrologischen Bilanz

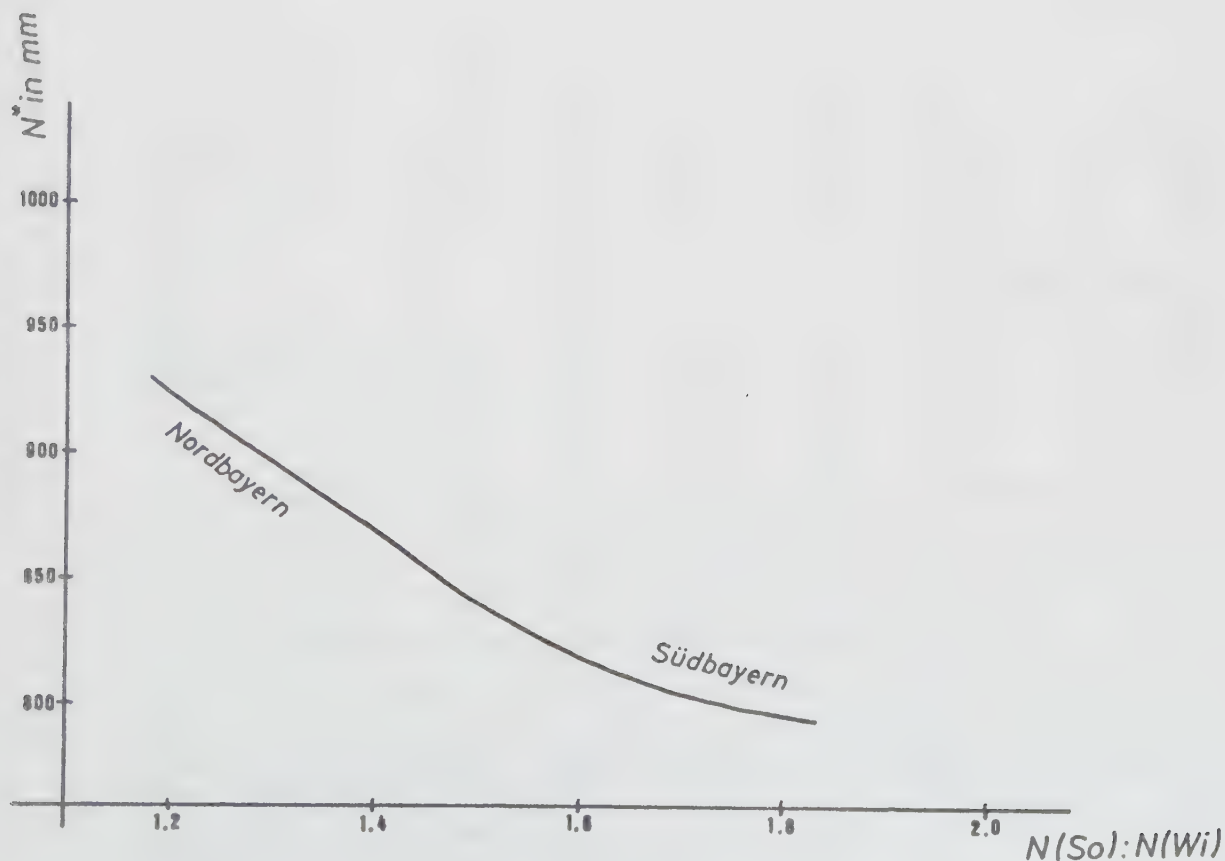


Abb. 11: Zusammenhang zwischen dem Schwellenwert des Niederschlags N^+ und dem Verhältnis aus Sommer- zu Winterniederschlag

Tab. 5: Hydrologische Kenngrößen der bayer. Flußgebiete (1931-1960):
GNr. (Gebietsnummer), N (Gebietsniederschlag), N(SO):N(WI),
 N^+ , V_K (Gebietsverdunstung n. Kern), SG [mittlere spez.
auf den Abfluß bezogene Grundwassererneuerung (KOPF und ROTHASCHER, 1980) = niedrigster Mittelwert der niedrigsten
Tagesabflüsse von 6 zusammenhängenden Monaten], FWK, nWK
(mittlere nutzbare Wasserkapazität)

Flußgebiet	GNr.	N mm	N(SO): N(WI)	N^+ mm	V_K mm	SG %	FWK mm	nWK mm
"Oberbayern"								
Ammer	241	1452	2.18	775	600	67	140	61
Amper	245	872	1.82	800	580	67	148	99
Loisach	251	1399	2.10	775	580	67	92	75
Mangfall	278	1877	1.63	825	570	53	96	35
Inn	281	1352	1.75	800	601	53	171	101
Inn	283	1034	1.94	775	610	53	186	134
Inn	284	944	1.76	800	601	53	173	103
Traun	286	1803	1.60	825	580	53	88	46
Isen	287	922	1.66	825	588	53	239	131
"Schwaben"								
Günz	108	939	1.86	800	595	72	224	121
Mindel	110	945	1.79	800	596	72	217	116
Zusam	122	846	1.92	800	600	77	204	124
Schmutter	124	850	1.94	800	597	77	204	116
Lech	142	1159	2.00	775	602	66	130	98
Donau	140	753	1.64	825	550	81	170	141
"Tertiäres Hügelland"								
Donau	160	724	1.75	800	534	81	174	115
Paar	162	834	1.95	775	593	81	200	110
Paar	164	717	1.77	800	549	81	291	102
Ilm	166	790	1.89	800	591	81	199	113
Abens	168	780	1.58	825	573	81	192	139
Gr. Laaber	228	728	1.81	800	540	69	282	147
Glonn	247	830	1.75	800	584	67	222	110
Vils	274	819	1.69	800	574	49	213	96
Vils	276	783	1.65	825	569	49	184	116
Rott	296	833	1.74	800	590	61	190	115
"Jura"								
Altmühl	184/6	753	1.47	850	514	55	170	108
Donau	200	753	1.56	825	516	67	180	59
Haidenaab	204	744	1.39	875	500	51	115	81
Vils	208	727	1.46	850	482	51	120	89
Pegnitz	344	879	1.21	925	488	45	95	70
Wiesent	351	734	1.59	825	458	45	120	58

Forts. der Tab. 5:

Flußgebiet	GNr.	N mm	N(SO): N(WI)	N ⁺ mm	V _K mm	SG %	FWK mm	nWK mm
"Nordostbayern"								
Naab	202	810	1.42	875	471	51	80	47
Naab	206	734	1.39	875	486	51	65	38
Schwarzach	212	856	1.51	850	529	51	40	25
Regen	222	1206	1.60	825	482	43	25	25
Regen	224	1056	1.31	900	497	43	25	25
Regen	226	781	1.60	825	534	43	58	43
Ilz	272	1147	1.26	925	486	39	42	28
Wondreb	402	722	1.39	875	488	34	85	61
Sächs. Saale	406	764	1.31	900	461	34	90	66
Selbitz	408	903	1.12	975	465	34	80	56
"Mittelfranken"								
Altmühl	182	690	1.49	850	480	55	195	93
Fränk. Rezat	341	692	1.52	850	490	45	160	93
Rednitz	342	709	1.58	825	505	45	165	93
Regnitz	348	660	1.55	825	490	45	160	90
Regnitz	350	744	1.38	925	488	45	160	74
Aisch	352	673	1.57	875	476	45	170	81
Reiche Ebrach	354	698	1.37	875	499	45	180	98
Rauhe Ebrach	356	724	1.34	875	507	45	150	87
"Unter- und Oberfranken"								
Roter Main	300	811	1.36	875	494	36	136	65
Roter Main	302	787	1.16	950	465	36	211	92
Weißer Main	310	834	1.28	925	469	36	94	54
Rodach	312	890	1.19	950	460	36	113	63
Baunach	324	654	1.40	875	477	36	187	102
Wern	365	640	1.37	875	460	53	200	121
Streu	366	722	1.16	950	420	53	117	56
Fränk. Saale	368	963	1.33	975	458	29	127	79
Fränk. Saale	370	768	1.09	925	453	29	177	77

von Teilflächen von Flußgebieten. Es werden hierzu Flächen mit sehr hohem Grünlandanteil gewählt, wo die spezifische Verdunstung gleich 1.0 gesetzt werden kann (Kap.3.3). Es wird also überprüft, inwieweit PET mit der tatsächlichen Gebietsverdunstung V_K übereinstimmt; in der Folge wird eine erste Annäherung von PET an V_K mit der Multiplikation $PET \cdot N/N^+$ erreicht. Die Ergebnisse von BAUMGARTNER, REICHEL und WEBER (1982) zeigen ähnliche Werte für N^+ . Man erkennt, daß mit der Abnahme von $N_{SO}:N_{WI}$ N^+ höher wird. In den bayerischen Flußgebieten, in denen $N_{SO}:N_{WI}$ zwischen 1.1 und 2.2 liegt, ist so N^+ unterschiedlich. In Nordbayern, wo der Niederschlag auf das Jahr - bei

leichtem Plus im Sommer - annähernd gleichverteilt ist, ergeben sich Schwellenwerte, die zwischen 850 und 975 mm liegen. Die Maximalwerte werden in den Flußgebieten Selbitz und Fränkische Saale erreicht. In Südbayern dagegen sind, aufgrund des deutlichen Überwiegens der Sommerniederschläge, die Schwellenwerte meist unter 825 mm anzusetzen.

Als Mittelwert für ganz Bayern ergeben sich bei der getroffenen Auswahl der Einzugsgebiete ca. 850 mm für den Schwellenwert. Anhand des im Anschluß aufzuzeigenden Verfahrens wird nun für alle Flußgebiete der sieben Regionen der Niederschlagsanteil des Korrekturfaktors ($N:N^+$) bestimmt. Da für jede einzelne Höhenstufe eines Flußgebietes, für die Angaben über die Landnutzung vorliegen, die potentielle Evapotranspiration aufgrund der Regressionsgleichungen (10) und (11) berechnet wird, muß für jede Höhenklasse der Niederschlagsanteil des Korrekturfaktors bestimmt werden. Hierzu ist es notwendig, aus der Karte des mittleren Jahresniederschlags (BAYER. STAATSMINISTERIUM DES INNERN, 1971) die Flächen gleichen Niederschlags zu ermitteln, um ein quantitatives Bild des Niederschlagsreliefs zu erhalten. Für jede Niederschlagsklasse läßt sich unter Vorgabe eines Schwellenwertes N^+ ein Korrekturfaktor berechnen. Die Flächenanteile der einzelnen Niederschlagsklassen werden mit denjenigen der Höhenklassen in Beziehung gebracht, sozusagen auf die Höhenklassen aufgeteilt. Für jede Höhenklasse ergibt sich durch Auffüllung von unten mit den Niederschlagsklassen ein zusammengesetzter Korrekturfaktor, der mit Zunahme der Meereshöhe größer wird oder zumindest gleich bleibt und ggf. gegen den Wert 1.00 zustrebt.

Hierbei werden zwei vereinfachende Annahmen getroffen:

1. Der Niederschlag zeigt eine Zunahme mit der Höhe; d.h. die unterste Niederschlagsklasse kommt in der untersten Höhenklasse zu liegen oder wird auf diese und die nächstfolgende aufgeteilt.
2. Luv- und Lee-Effekte, die vor allem im stärker vertikal gegliederten Gelände eine große Rolle spielen können, werden nicht berücksichtigt.

Das Verfahren soll an folgendem Beispiel erläutert werden. Für ein Einzugsgebiet sei $N^+ = 900$ mm vorgegeben. Die Anteile der Höhenklassen $H(i)$ - in m über NN - und die Anteile der Niederschlagsklassen $N(j)$ - in mm - an der Gesamtfläche dieses Einzugsgebiets seien ebenfalls bekannt.

Tab. 6: Berechnung des Korrekturfaktors (Niederschlagsanteil) mit $N^+=900$ mm

Anteil der Höhenkl.H(i) an der Gesamtfläche		Anteil der Niederschlagskl.N(j) an der Gesamtfläche		Berechn. k(j) (Nied.-Anteil)	
m	%	mm	Klassenmitte	%	$k(j)=N(j)/N^+$
300-400:H(1)	25	675-725:N(1)	700	10	$k(1)=0.78$
400-500:H(2)	45	725-775:N(2)	750	25	$k(2)=0.83$
500-600:H(3)	20	775-825:N(3)	800	30	$k(3)=0.89$
600-700:H(4)	10	825-875:N(4)	850	20	$k(4)=0.94$
		875-925:N(5)	900	10	$k(5)=1.00$
		925-975:N(6)	950	5	$k(6)=1.00$
H(1) bis H(4)	100	N(1) bis N(5)		100	

"Auffüllung der Höhenklassen":

$$k(H(1)) = 10:25 \cdot 0.78 + 15:25 \cdot 0.83 = 0.40 \cdot 0.78 + 0.60 \cdot 0.83 = 0.81$$

$$k(H(2)) = 10:45 \cdot 0.83 + 30:45 \cdot 0.89 + 5:45 \cdot 0.94 = 0.22 \cdot 0.83 + 0.67 \cdot 0.89 + 0.11 \cdot 0.94 = 0.88$$

$$k(H(3)) = 15:20 \cdot 0.94 + 5:20 \cdot 1.00 = 0.75 \cdot 0.94 + 0.25 \cdot 1.00 = 0.96$$

$$k(H(4)) = 5:10 \cdot 1.00 + 5:10 \cdot 1.00 = 0.50 \cdot 1.00 + 0.5 \cdot 1.00 = 1.00$$

Die erste Höhenklasse setzt sich also aus 40 % der ersten und 60 % der zweiten Niederschlagsklasse zusammen; entsprechend errechnet sich auch der Niederschlagsanteil von k in diesem Höhenbereich. Die übrigen Höhenstufen werden analog errechnet.

Auf diese Weise werden für alle Flußgebiete die höhenabhängigen Korrekturfaktoren bestimmt; aus Platzgründen sind in der vorliegenden Arbeit $N(j)$ und $H(i)$ nicht aufgeführt. Ein Probelauf mit PET (N/N^+) führt zu einer Annäherung an V_K ; eine zweite Korrektur ist aber nötig.

3.2.2. Der Bodenfeuchteanteil des Korrekturfaktors

Der zweite Term k^+ aus Gleichung (13) ergibt sich als additive Größe zum Niederschlagsanteil des Korrekturfaktors. Er stellt eine Funktion des Wasserspeichervermögens der Böden dar, das durch die Feldwasserkapazität parametrisiert wird (14). Zumal für diese Größe jeweils nur die Gebietsmittel der Flußgebiete bestimmt werden und keine Aufteilung auf die Höhenstufen durchgeführt wird, liegt für die Flußgebiete jeweils ein für

alle Höhen gültiges k^+ vor. Da sich das Wasserspeichungsvermögen laut Kapitel 2.5.2. aus pedologischen Größen ergibt und die Böden als Verwitterungsschichten eng an das Gesteinssubstrat gebunden sind, wird für jedes Flußgebietsensemble die Abhängigkeit von der Feldwasserkapazität bestimmt. Allgemein läßt sich sagen, daß je geringer die mittlere Feldwasserkapazität eines Flußgebietes ist, desto größer der Betrag von k^+ ist, der vom ersten Term abgezogen werden muß. Bei hoher Speicherkapazität nimmt der Zuschlag Werte um "Null" an. Aus Gründen der Optimierung des Modells werden für k^+ maximal +0.02 zugelassen. Bei zunehmender Feldwasserkapazität wird schließlich (asymptotisch) ein konstanter Korrekturwert erreicht. Dies tritt dann ein, wenn ein unbeschränktes Wasserreservoir zur Verfügung steht. Andererseits muß bei abnehmendem Bodenwassergehalt die Evapotranspiration auf Werte der Interzeptionsverdunstung versiegelter Flächen absinken. k^+ wird wieder über Testrechnungen für Teilgebiete ermittelt, die einen hohen Grünlandanteil besitzen (vgl. 3.2.1. und Gl. (15)).

Auf den Abbildungen 12 bis 18 ist der Zusammenhang zwischen Korrekturfaktor k^+ und mittlerer Feldwasserkapazität einzelner Flußgebietskomplexe eingetragen. Man erkennt, daß die Einzelabhängigkeiten qualitativ den gleichen Verlauf besitzen. Der Schnittpunkt der Kurve mit der Abszisse,

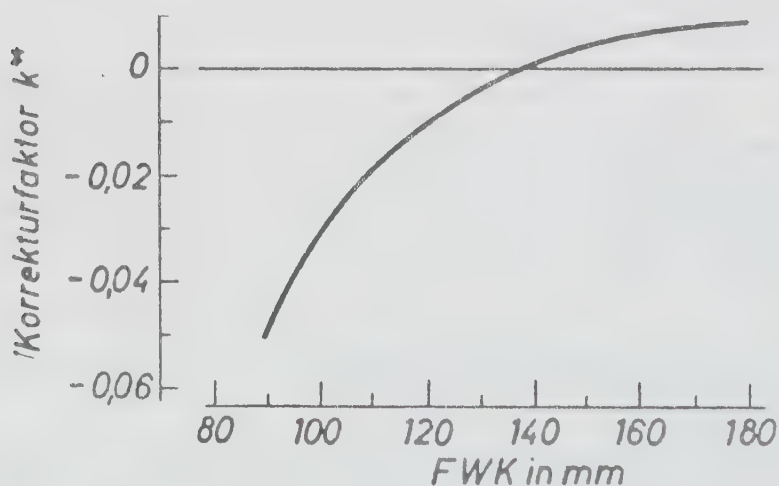


Abb. 12: Abhängigkeit des Korrekturfaktors k^+ von der Feldwasserkapazität in den (9) Einzugsgebieten O b e r b a y e r n s

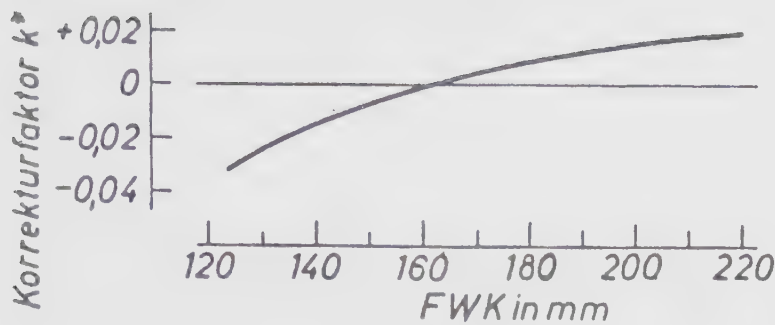


Abb. 13: Abhängigkeit des Korrekturfaktors k^+ von der Feldwasserkapazität in den (7) Einzugsgebieten S c h w a b e n s

d.h. der Punkt an dem der Faktor k^+ gleich Null ist, liegt zwischen 100 und 180 mm Feldwasserkapazität.

Von der Aufstellung eines für ganz Bayern gültigen Zusammenhangs wird, trotz qualitativer Ähnlichkeit der Kurven, wegen des unterschiedlichen Gesteinssubstrats in den Teilkomplexen abgesehen. Die größten durch k^+ bedingten Änderungen sind in den Gebieten mit Böden geringer Mächtigkeit und infolgedessen auch geringer Feldwasserkapazität zu finden.

In den drei Teilabschnitten des "Regen", die zum Ensemble "Nordostbayern" zu zählen sind, hat man es lt. Abb. 16 infolge der geringen Feldwasserkapazität von nur 25 mm mit Korrekturfaktoren k^+ zu tun, die zum Teil kleiner als -0,15 sind. Das bedeutet, daß trotz sehr hoher Jahresniederschläge die aktuelle Evapotranspiration die potentielle auch im Jahresmittel um mehr als 15 % unterschreiten kann.

Dies mag auch einer der Gründe dafür sein, daß gerade die Wälder des genannten Raumes im Vergleich zu entsprechenden regenreichen Lagen Südbayerns gegenüber Dürreperioden und Erkrankungen anfälliger sind.

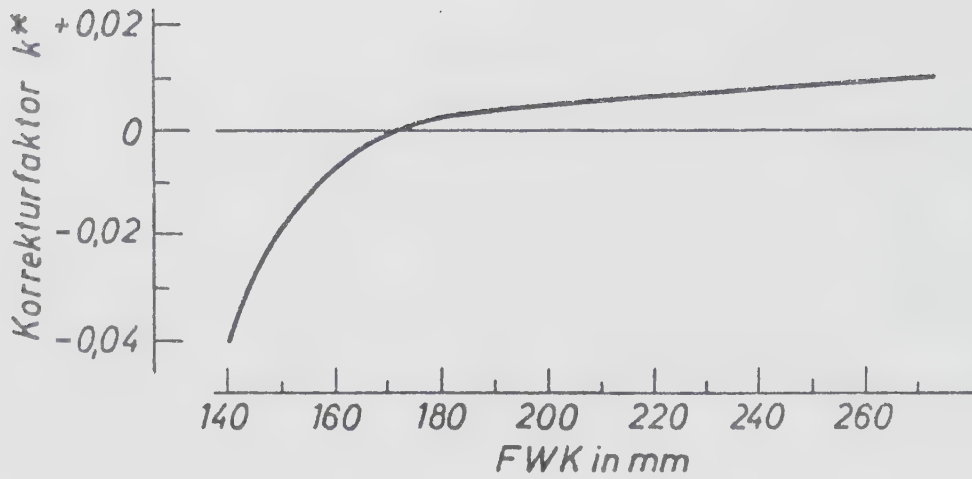


Abb. 14: Abhängigkeit des Korrekturfaktors k^+ von der Feldwasserkapazität in den (10) Einzugsgebieten im Tertiären Hügelland

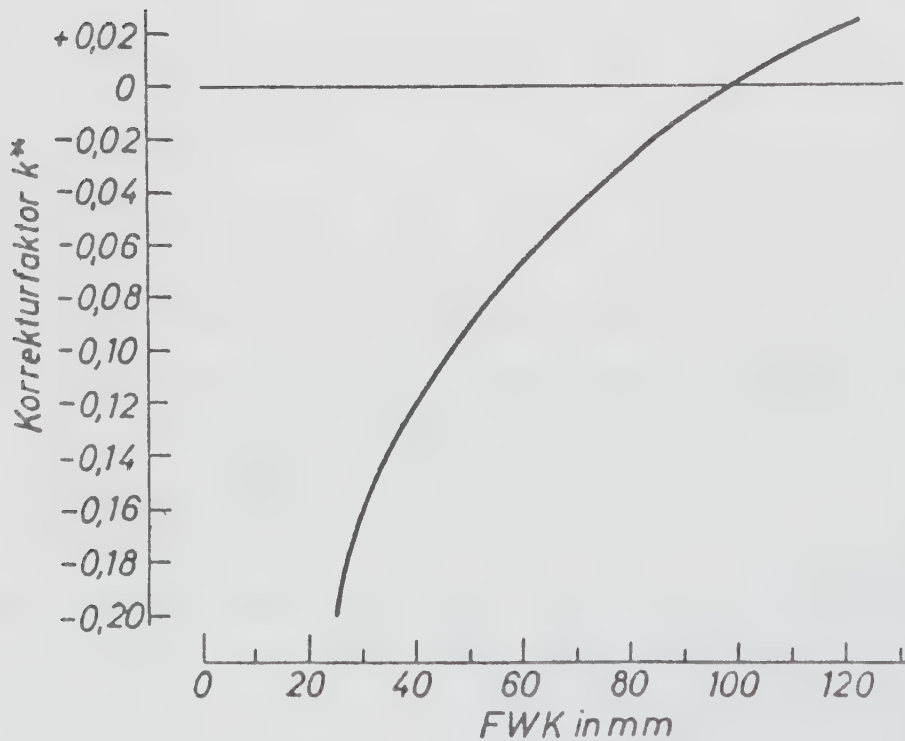


Abb. 15: Abhängigkeit des Korrekturfaktors k^+ von der Feldwasserkapazität in den (10) Einzugsgebieten Nordostbayerns

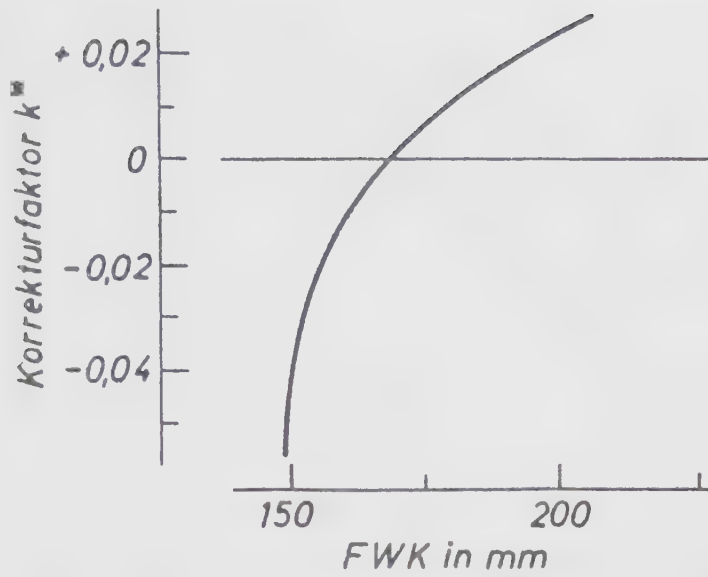


Abb. 16: Abhängigkeit des Korrekturfaktors k^+ von der Feldwasserkapazität in den (8) Einzugsgebieten M i t t e l f r a n -
k e n s

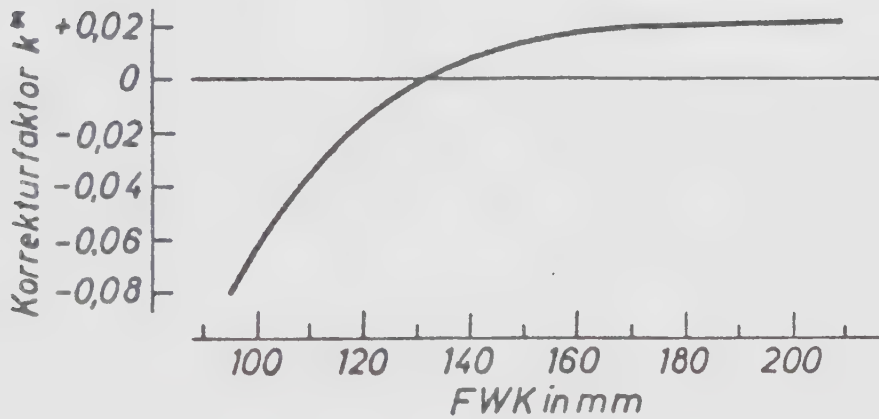


Abb. 17: Abhängigkeit des Korrekturfaktors k^+ von der Feldwasserkapazität in den (7) Einzugsgebieten im J u r a

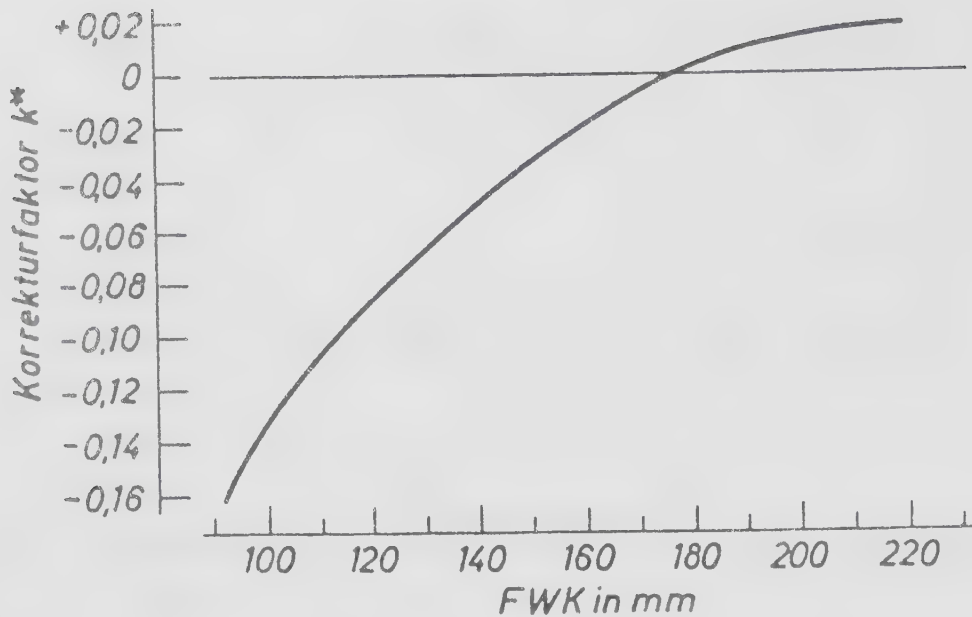


Abb. 18: Abhängigkeit des Korrekturfaktors k^+ von der Feldwasserkapazität in den (9) Einzugsgebieten in U n t e r - u n d O b e r f r a n k e n

In Südbayern bestehen hinsichtlich der Wasserversorgung bei den Böden, insbesondere im "Tertiären Hügelland", nahezu ideale Verhältnisse. In der Abb. 14 erkennt man, daß sich k^+ nur bei FWK-Werten unter 150 mm nennenswert von Null unterscheidet.

3.2.3. Die Korrekturfaktoren in den bayerischen Flußgebieten

Durch Addition von Niederschlags- und Bodenfeuchteanteil erhält man für jedes Einzugsgebiet, nach Höhenschichten gegliedert, den Korrekturfaktor k . In Tab. IV im Anhang sind die Korrekturfaktoren, geordnet nach Flußgebietskomplexen, zu finden. Neben den Einzelwerten in den entsprechenden Höhenklassen sind in Tab. IV außerdem das Gebietsmittel k , das durch Wichtung mit den Flächenanteilen der Höhenstufen berechnet wurde, und der Schwellenwert des Niederschlags enthalten.

Anhand dieser Tabelle wird versucht, für ganz Bayern eine Karte des komplexen Korrekturfaktors k in Form einer Isoliniendarstellung zu erarbeiten (Abb.19). Entsprechend der Art der Bildung des Korrekturfaktors werden hierbei neben der Topographie die Verteilung der Feldwasserkapazität und die Niederschlagskarte zugrundegelegt. Die geringsten Werte findet man in Bayern erwartungsgemäß in den unteren Höhenklassen Mittel- und Unterfrankens; die Flußgebietsmittelwerte können z.T. 0.80 unterschreiten, was bedeutet, daß im langjährigen Mittel die aktuelle Evapotranspiration weniger als 80 % der potentiellen beträgt. Die höchsten Werte von 1.00 liegen im südlichen Alpenland vor, wo hohes Niederschlagsangebot und mittlere Speicherfähigkeit des Bodens aufeinandertreffen. Bemerkenswert ist, daß in einigen alpinen Flußgebieten das Verhältnis von



Abb. 19: Die Verteilung des Korrekturfaktors k in Bayern
($k = AET/PET$; AET: aktuelle Evapotranspiration,
PET: potentielle Evapotranspiration)

aktueller zu potentieller Evapotranspiration kleiner als 1.00 ist (z.B. in den Kalkalpen auf den flachgründigen Standorten an Hangrippen und Graten). Das gilt im Einzelfall auch für die speicherschwachen Parabraunerden der Münchner Schotterebene, wo nach dem Trockenjahr 1976 der Gesundheitszustand von *Picea abies* wesentlich schlechter war als auf den tiefgründigen Lehmböden der Hochterrasse bzw. Altmoräne (SCHMIDT und HARTMANN, 1984). Dagegen muß im Bayerischen Wald durchwegs mit einer deutlichen Restriktion ($k < 0.9$) der Evapotranspiration gerechnet werden.

Ein Vergleich der vorliegenden Korrekturfaktoren mit dem von GIETL (1982) berechneten Verhältnis aus tatsächlichem zu maximal möglichem Bodenwassergehalt zeigt eine gute Übereinstimmung (Tab. 7). GIETL (1982) geht davon aus, daß $AET : PET$ analog zu diesem Verhältnis gesetzt werden kann. Für 4 bayerische Orte werden die Korrekturfaktoren für die Zeit 1951 - 1960 gemittelt und mit den in dieser Arbeit berechneten Werten verglichen (Tab. 7).

Tab. 7: Verhältnis von aktueller zu potentieller Evapotranspiration für die Perioden 1951 - 1960 (GIETL, 1982) und 1931 - 1960 (berechneter Korrekturfaktor mit Vertrauensbereich - vgl. Tab.IV im Anhang und Abb.19)

Station	Bamberg	Bad Kohlgrub	Passau	Rosenheim
Höhenstufe (m)	200-300	800-900	200-300	400-500
Jahr				
1951	0.77	0.96	0.80	0.92
1952	0.96	0.96	0.87	0.90
1953	0.61	0.95	0.76	0.92
1954	0.85	0.98	0.93	0.96
1955	0.77	0.98	0.90	0.98
1956	0.92	0.98	0.94	0.96
1957	0.78	0.97	0.94	0.96
1958	0.84	0.97	0.93	0.91
1959	0.68	0.95	0.83	0.89
1960	0.75	0.98	0.95	0.95
1951 - 1960	0.77	0.97	0.88	0.94
1931 - 1960	0.69-0.75	1.00	0.87-0.95	1.00

Die Gründe für die geringe Abweichung der Wertepaare voneinander liegen zum einen in der Tatsache, daß die Länge der beiden Perioden nicht übereinstimmt. Ferner berücksichtigt das von GIETL angewendete Konzept stärker den Witterungscharakter, da es auf Tagesbasis beruht, und infolgedessen auch kürzere Trockenperioden noch erfaßt werden können. Diese Tatsache mag für die Unterschiede in den beiden voralpinen Orten (Bad Kohlgrub und Rosenheim) verantwortlich sein.

Andererseits ist es fraglich, ob bei Absinken der Bodenfeuchte unter die Feldwasserkapazität sofort mit einer reduzierten Evapotranspiration gerechnet werden muß, da die Pflanzen z.T. in der Lage sind, aus tieferen Bodenschichten, die bei der Vergleichsmethode berücksichtigt sind, Wasser anzusaugen. Dennoch kann der in der vorliegenden Arbeit eingeschlagene Weg zur Bestimmung von k nur als Ersatz für die Bodenfeuchtemethode bezeichnet werden.

Solange allerdings das Bodenfeuchtemeßnetz des Deutschen Wetterdienstes nur aus wenigen Stationen besteht, wird man in Zukunft auf ähnliche Verfahren oder auf Messungen vom Satelliten ausweichen müssen. Die Unzulänglichkeiten bei der Berechnung von k ergeben sich zum einen in der schwierigen Bestimmbarkeit der Feldwasserkapazität und ferner aus der Tatsache, daß deren Mittelbildung ohne Berücksichtigung der Höhenschichten durchgeführt wurde.

Zum anderen bezieht sich N^+ nur auf den Quotienten zwischen Sommer- und Winterniederschlag, ohne auf die Verhältnisse in den einzelnen Jahreszeiten näher einzugehen. Hier könnte die Einführung eines Trockenheitsindex ggf. eine Verbesserung bringen (vgl. Klimaatlas von Bayern, DWD, 1952).

Das Verhältnis von aktueller zu potentieller Evapotranspiration wird in der Literatur oft auch als R-Index bezeichnet. Der R-Index dient zur Beschreibung von Bodenfeuchtebedingungen unter dem Gesichtspunkt der Anbaufähigkeit von Feldfrüchten und in einer gegebenenfalls erforderlichen künstlichen Bewässerung. Bei einem R-Index von mehr als 90 % ist eine optimale Wasserversorgung sichergestellt. In der Nähe von 60 % ist für das Pflanzenwachstum Bewässerung erforderlich. Hierbei wird der R-Index gewöhnlich auf die Zeit eines Monats bezogen. Ferner ist es üblich, für die verschiedenen Pflanzen unterschiedliche Indizes zu bestimmen. Wegen des für alle Pflanzen gleichen Gültigkeitsbereichs wird in dieser Arbeit das Verhältnis von aktueller zu potentieller Evapotranspiration als Korrekturfaktor bezeichnet.

3.3. Aufstellen des Gleichungssystems zur Ermittlung der oberflächen-spezifischen Verdunstung

Da die prozentualen Anteile der fünf Landnutzungs- bzw. Oberflächenarten bekannt sind, und die aktuelle Evapotranspiration parametrisiert vorliegt, ist es möglich, die Gesamtverdunstung in einem Einzugsgebiet zu ermitteln, falls man die spezifischen Verdunstungen der einzelnen Landnutzungsarten kennt.

Bei der Landnutzung wird entsprechend Kap. 2.3. nach Wäldern (WAL), Grünland (WIE), Äckern (ACK), Seen (WAS) und versiegelten Flächen (VER) unterschieden; Fels wird trotz gewissen abweichenden physikalischen Eigenschaften zu den versiegelten Flächen gerechnet. Die Flächenanteile sind für alle Höhenstufen (Klassenbreite: 100 m) bekannt.

Die Gebietsverdunstung muß im Idealfall, d.h. wenn das Modell exakt die natürlichen Verhältnisse wiedergibt, mit der Größe (Gebietsniederschlag - Gebietsabfluß) übereinstimmen, welche u.a. aus den Kern'schen Karten vorliegt. Für ein beliebiges Einzugsgebiet hat die Gleichung folgendes Aussehen:

$$V_K = \sum_z \sum_{LN} PET(z) \cdot k(z) \cdot f(LN, z) \cdot v(LN) \quad (15),$$

wobei

$PET(z)$ = Potentielle Evapotranspiration in Abhängigkeit von der Höhe

$k(z)$ = Korrekturfaktor in Abhängigkeit von der Höhe

$PET(z) \cdot k(z)$ = Aktuelle Evapotranspiration in Abhängigkeit von Höhe

$f(LN, z)$ = Prozentualer Anteil der Landnutzung LN in der Höhenklasse z

$v(LN)$ = Oberflächenspezifische Verdunstung bezüglich der Grünlandverdunstung (nach THORNTHWAITE, 1948)

V_K = N-A (nach KERN, 1975)

Die Summierung läuft über die 5 Landnutzungsarten (LN) und über 12 Höhenklassen (z).

Da es jedoch Ziel dieser Arbeit ist, u.a. die oberflächenspezifischen Verdunstungskoeffizienten, d.h. die spezifischen Verdunstungen verschiedener Oberflächen zu ermitteln, muß von einem Gleichungssystem ausgegangen werden, in dem mindestens ebensoviele Gleichungen vorhanden sind, wie spezifische Verdunstungskoeffizienten zu bestimmen sind.

Da das Verfahren auf der Grünlandverdunstung basiert und dementsprechend alle übrigen Faktoren auf diese zu beziehen sind, werden durch $n-1$ derartige Einzugsgebietsbilanzen bei n Vegetationseinheiten die Koeffizienten bestimmt. v hat bezogen auf Grünland definitionsgemäß den Wert 1.0. Eine weitere Unterteilung der restlichen Landnutzungsarten (WAL, ACK, WAS und VER) würde, abgesehen von den Schwierigkeiten bei der Landnutzungsaufnahme, bei der Komplexität der Probleme keine weitere Verbesserung bringen. Gleichmaßen muß man sich bewußt sein, daß innerhalb der einzelnen Vegetationseinheiten markante Unterschiede auftreten können, daß Wald nicht gleich Wald ist, wenn man an das Beispiel Laubwald - Nadelwald denkt. Trotzdem wird die Meinung vertreten, daß mit einer Reduzierung der Merkmale auf die 5 wesentlichen (incl. Wiese) noch am ehesten eine Lösung des Problems zu erwarten ist.

Auf vier willkürlich herausgegriffene Einzugsgebiete aus dem Kollektiv "Schwaben" wird das beschriebene Lösungsverfahren angewendet; diese voralpine Region wird deswegen ausgewählt, weil hier die Hineinnahme des Korrekturfaktors in das Modell unbedenklich ist, da annähernd "potentielle" Bedingungen herrschen (vgl. Abb. 19). Die direkte Lösung des Gleichungssystems nach den vier unbekannten spezifischen Verdunstungen ergibt teils negative Werte, zum Teil auch Werte, die den Faktor 1.0 der Grünlandverdunstung um ein Vielfaches übersteigen und so - physikalisch gesehen - nicht sinnvoll sind.

Deswegen wird ein anderer Weg beschritten: Er besteht darin, die unbekannten Faktoren innerhalb gewisser vorgegebener - physikalisch vertretbarer (vgl. Tab. 8) - Grenzen so lange zu variieren, bis die Abweichung der so errechneten, von der "tatsächlichen" Gebietsverdunstung möglichst gering wird. Der mittlere "Fehler" oder die mittlere Abweichung - mit (für jedes Einzugsgebiet) jeweils gleichem Gewicht - wird folgendermaßen angesetzt:

$$\bar{F} = 1/n \cdot \sum_{i=1}^n |V_C - (N-A)_K|_i| \quad (16)$$

wobei

n = Zahl der berücksichtigten Flußgebiete innerhalb des
ausgewählten Ensembles

V_C = Berechneter Wert der Gebietsverdunstung

(N-A)_K = Gebietsverdunstung nach Kern

Die Eckwerte für die Variationen orientieren sich an den im nächsten Kapitel zusammengefaßten Literaturwerten.

3.4. Literaturwerte der spezifischen Verdunstung

Die Problematik bei der Bestimmung der Verdunstung von Oberflächen wird schon allein dadurch evident, wenn man die von verschiedenen Autoren zitierten Werte miteinander vergleicht und die unterschiedlichsten Ergebnisse in der spezifischen Verdunstung bei ähnlicher Vegetation feststellen muß. Das liegt zum einen an den Methoden der Bestimmung der Evapotranspiration. ENDERS (1979) gibt dazu drei Aspekte an, unter denen das Problem der Erfassung der Verdunstung in Angriff genommen werden kann: Es sind dies die theoretische Abschätzung über die Strahlungsbilanz (BAUMGARTNER, 1966) und die Wasserhaushaltsuntersuchungen, die entweder an Lysimetern oder direkt durch den Vergleich mehrerer unterschiedlich bewachsener Einzugsgebiete durchgeführt werden können. Zum anderen müssen Art und Standort der lebenden bzw. unbelebten Oberfläche Auswirkungen auf die Evapotranspiration besitzen. Diese lassen sich stichwortartig wie folgt aufgliedern:

- a. Species (bzw. Oberflächenart)
- b. Bestandsdichte bzw. -höhe (DOUGLASS, 1967)
- c. Albedo (SEGINER, 1969)
- d. Bodenfeuchtebedingungen (STROBEL und RENGGER, 1977; SCHUBACH, 1976)
- e. Klima, Jahreszeit (SCHMALTZ, 1969)
- f. Exposition im Gelände (ENDERS, 1979; BRECHTEL und v.
HOYNINGEN-HUENE, 1978)

Oberflächen		Zitat bei	Ort (Land)
Boden : Rasen : Kiefer : Wasserschale		GÖHRE (1949)	Eberswalde (DDR)
0.50 : 1.00 : 1.26 : 1.47			
Boden : Gras : Wasser		ILROY und ANGUS (1964)	Aspendale (AUS)
0.68 : 1.00 : 0.85			
Grasland : Sitkafichte		RUTTER (1967)	Slaidbrunn (GB)
1.00 : 1.93			
Wasser : Kiefer		"	Crownthorne (GB)
1.00 : 1.34			
Laubmischwald : Föhre : Wasser		"	Castriaun (NL)
1.00 : 1.31 : 1.22			
Birke : Buche : Lärche : Fichte : Kiefer		SCHMALTZ (1969)/(POLSTER)	Bayern
1.09 : 0.88 : 1.09 : 1.00 : 0.55			
Getreideacker : Grasland : Nadelwald : off. Wasser : feuchte Wiese		BAUMGARTNER (1970)	Eberswalde (DDR)
0.62 : 1.00 : 1.08 : 1.15 : 1.54			
Wiese : Kiefer		LÜTZKE (1969)	Eberswalde (DDR)
1.00 : 1.20			
Unbewaldetes Gebiet : Bewaldetes Gebiet		BAUMGARTNER (1970)	Wagon Wheel (USA)
1.00 : 1.11			
1.00 : 1.58		"	Coweeta (USA)
1.00 : 1.11		"	Harz (BRD)
Fels : Grünland : Busch : Wald : Wasser		ENDERS (1979)	Nationalpark
0.54 : 1.00 : 1.17 : 1.43 : 1.50			Berchtesgaden (Bayern)
Nackter Boden : Ackerland : Grasland : Strauchveg. : Wald : Wasserf. BRECHTEL und v. HOYNINGEN-		HUENE (1978)	Rhein-Main-Ebene (BRD)
0.53 : 0.87 : 1.00 : 1.14 : 1.21 : 1.43			
Bewaldetes Gebiet : Entwaldetes Gebiet : Kultiviertes Gebiet		LETTAU und BARADAS (1973)	Mitteleuropa
1.00 : 0.79 : 1.17			
See : Feuch. Wiese (Pot. Evapotr. n. Thornthwaite)		BAUMGARTNER, REICHEL und WEBER (1982)	
0.98 : 1.00		"	Zürichsee (CH)
1.22 : 1.00		"	Neusiedlersee (A)
1.26 : 1.00		"	Plattensee (H)
1.36 : 1.00		"	Ammersee, Würmsee (Bayern)
1.28 : 1.00		"	Zugersee (CH)

Hinsichtlich der unterschiedlichen Pflanzenspecies bzw. den Oberflächenarten sind in der Literatur eine Vielzahl von Angaben zur spezifischen Verdunstung zu finden. Eine Auswahl davon mit Angabe der Literaturstelle und des Meß- bzw. Bezugsortes ist in Tab. 8 enthalten. Quantitative Mittel daraus anzugeben, ist hinsichtlich der unterschiedlichen Bestimmungen und Meßgenauigkeit nicht sinnvoll. Es läßt sich allerdings eine Reihenfolge angeben, nach der die auftretenden Oberflächenarten bezüglich ihrer Evapotranspirabilität einzuordnen sind.

Die geringsten Werte werden generell auf unbewachsenem Boden beobachtet; vermutlich können versiegelte Flächen, vor allem wenn sie geneigt sind (Dächer), noch kleinere Verdunstungswerte annehmen. Die Oberflächenart Fels dürfte ebenfalls in diesem Bereich liegen.

In der Reihenfolge zu höheren Werten folgt laut sämtlicher Angaben das Ackerland, das je nach Bebauungsart und dem Reifestadium der Feldfrüchte stark variierende Verdunstungshöhen erwarten läßt.

Beim Grünland, mit dem die übrigen Oberflächenarten der Tab. 8 in der Regel verglichen werden, schwanken die Werte je nach der Wasserversorgung.

Bei den Wäldern weisen Nadelhölzer mit ihrer längeren Vegetationszeit eine durchschnittlich höhere Verdunstung als Laubhölzer auf. Offenbar verdunsten Kiefern von allen Nadelbäumen am wenigsten; von den Laubhölzern sind es vermutlich u.a. die Birken, die den höchsten Wasserverbrauch besitzen.

Die Angaben über die Verdunstung von Wasserflächen gehen ebenfalls weit auseinander; hier spielt bei nicht zu großer Ausdehnung der Wasserfläche der sog. Oaseneffekt eine Rolle. Nach den obigen Literaturangaben liegen die Werte für Seen im Mittel etwa in der Größenordnung der Wälder.

Die hier zusammengefaßten Angaben stecken im nächsten Kapitel bei der rechnerischen Bestimmung der spezifischen Verdunstung den Rahmen ab.

3.5. Durchführung der Berechnung und Ergebnisse

In Anlehnung an die Literaturwerte aus Tab. 8 werden die Eckwerte bei der Variation der spezifischen Verdunstungen folgendermaßen festgelegt (VER = versiegelte Flächen, ACK = Ackerflächen, WIE = Grünland, WAL = Wälder, WAS = Seen):

Tab. 9a: Variationsgrenzen der spezifischen Verdunstung

$0.20 \leq v \text{ (VER)}$	≤ 0.80
$0.50 \leq v \text{ (ACK)}$	≤ 1.10
$v \text{ (WIE)}$	$= 1.00$
$1.00 \leq v \text{ (WAL)}$	≤ 1.50
$1.00 \leq v \text{ (WAS)}$	≤ 1.50

Bei der Durchführung der Berechnungen zeigt sich, daß die Verdunstung der Oberflächenarten "versiegelte Flächen" und "Wasser", welche beide einen geringen Anteil an der Gesamtfläche besitzen und damit das Gesamtergebnis V_c nur wenig beeinflussen können, bei der Minimierung des Fehlers im weniger günstigen Fall einen ihrer vorgegebenen Grenzwerte annehmen, um andere Effekte "auszugleichen". Es erscheint deshalb erforderlich, die Eckwerte der spezifischen Verdunstung für VER und WAS - in Übereinstimmung mit physikalischen Überlegungen und Literaturhinweisen - weiter einzuengen. Bei dieser Vereinbarung ergeben sich nunmehr folgende Variationsgrenzen:

Tab. 9b: Variationsgrenzen der spezifischen Verdunstung

$0.40 \leq v \text{ (VER)}$	≤ 0.50
$0.50 \leq v \text{ (ACK)}$	≤ 1.10
$v \text{ (WIE)}$	$= 1.00$
$1.00 \leq v \text{ (WAL)}$	≤ 1.50
$1.20 \leq v \text{ (WAS)}$	≤ 1.40

Als Variationsschritt wird bei all den Unsicherheiten, die sich hinsichtlich der Modelleingangsgrößen ergeben, 0.05 als ausreichend klein erachtet, wonach noch $3 \times 13 \times 11 \times 5 = 2145$ Kombinationen bleiben. Die Einzugsgebiete werden in der Folge, wie bereits bei der Bestimmung des Bodenfeuchteanteils des Korrekturfaktors, wieder gruppenweise betrachtet. Es wird hier vorausgesetzt, daß die sieben Einzelkollektive klimatisch und geologisch in grober Näherung homogen sind (vgl. Kap. 2.2.). Es ist klar, daß trotz ähnlichen Verhaltens die Einzugsgebiete noch untereinander stark variieren können, ungeachtet, ob dies auf natürliche Unterschiede oder auf fehlerhafte Meßwerte zurückzuführen ist. Von der vielfach praktizierten, aber nicht korrekten Methode, Flußgebiete nicht zu berücksichtigen, die die erwarteten Ergebnisse nicht erkennen lassen und somit größere Abweichungen $\bar{F}$ besitzen, wird auch auf Kosten eventueller Präzision des Ergebnisses abgesehen. Von den ursprünglich ins Auge gefaßten Flußgebieten wird lediglich das der Iller bis zum Pegel Kempten von der Betrachtung ausgeschlossen, da die Aufnahme der Oberflächenbedeckungsarten in diesem sich auch auf Hochlagen über 2500 m Seehöhe erstreckenden Flußgebiet nicht als ausreichend genau erachtet wird. Das beschriebene Verfahren der Suche nach der geringsten Abweichung des berechneten vom bemessenen Wert - vgl. Gleichung (16) - wird nun auf die 7 Flußgebietskollektive angewendet. Für die mittelfränkischen Einzugsgebiete sollen die Ergebnisse ausführlich beschrieben werden.

3.5.1. Mittelfränkische Flußgebiete

Hier ergeben sich die geringsten Fehler für den spezifischen Verdunstungsfaktor 0.50 im Falle des Landnutzungsmerkmals "versiegelte Flächen". Weiters wird entsprechend den Angaben von BAUMGARTNER, REICHEL und WEBER (1982) der Wert des spezifischen Verdunstungsfaktors für Seen auf 1.20 festgelegt. Folglich verbleiben zur Variation die spezifischen Verdunstungen für Wald und Ackerland. In der Abb. 20 ist die mittlere Abweichung der errechneten Gebietsverdunstung vom Kern' schen Wert in Abhängigkeit von den Faktoren für die beiden Oberflächenarten eingetragen. Das aus den Abweichungen von je 88 Kombinationen bestehende Fehlerfeld hat folgendes Aussehen:

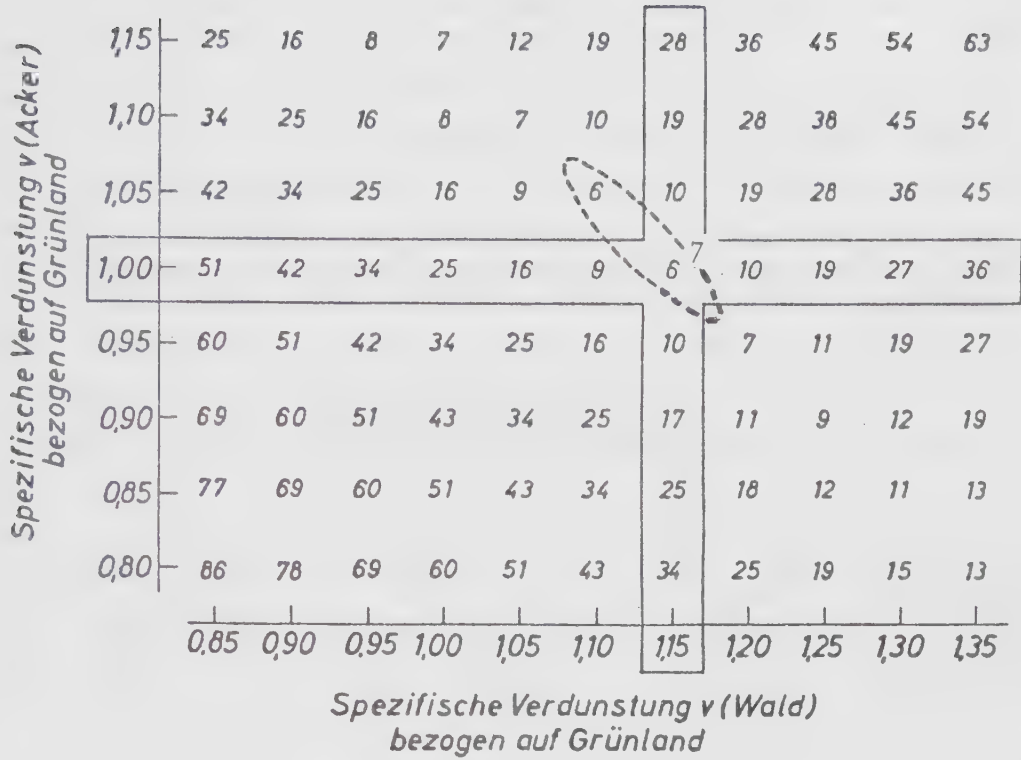


Abb. 20: Mittlere Abweichung der errechneten Gebietsverdunstung vom Kern'schen Wert in Abhängigkeit von der spezifischen Verdunstung von Wald und Acker ("Fehlerfeld") in M i t t e l - f r a n k e n (8 Flußgebiete)

Jeweils im linken unteren und rechten oberen Eck besitzen die Abweichungen hohe Werte; dazwischen liegt ein Streifen mit geringeren Abweichungen. Die Existenz dieser besseren Übereinstimmung entlang der Diagonale von links oben nach rechts unten ist gleichbedeutend damit, daß hohe Werte der spezifischen Waldverdunstung und niedrige Werte der Akerverdunstung ähnliche Konsequenzen auf den Fehler besitzen wie niedrige Abszissen- und hohe Ordinatenwerte. Trotzdem läßt sich in der Mitte des hier betrachteten Ausschnitts aller möglichen Kombinationen ein Punkt "optimaler" Übereinstimmung ausmachen; nach beiden Seiten entlang der Diagonale nehmen die Werte zwar langsam, aber stetig zu. Gedachte Isolinien nähmen also die Form langgestreckter Ellipsen an.

Der geringste Fehlerwert beträgt 6 mm; aus Gründen der besseren Übersicht ist in die Abbildung die Isolinie $\bar{F} = 7$ mm eingetragen. Der Mittelpunkt der Ellipse liegt dabei etwa bei den Kombinationen 1.10 bzw. 1.15 für Wald und 1.05 bzw. 1.00 für Acker. Beide Kombinationen können als beste Lösungen für das Gleichungssystem angesehen werden. Wie der Vergleich mit den Fehlerfeldern für die übrigen sechs Flußgebietskomplexe auch zeigen wird, ist die Neigung der Ellipsenhauptachse eine Funktion des Verhältnisses der mittleren Anteile von Wald und Acker.

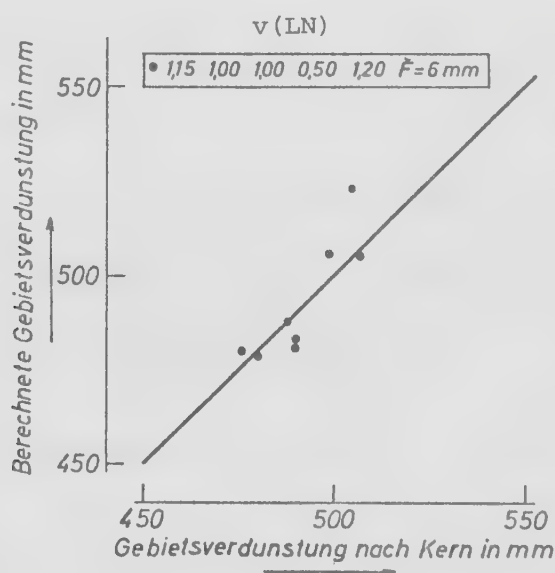


Abb. 21: Übereinstimmung von berechneter Gebietsverdunstung V_C und Kern'schem Wert V_K in M I T T E L F R A N K E N
 $[v(WAL) = 1.15, v(WIE) = 1.00, v(Acker) = 1.00,$
 $v(VER) = 0.50, v(WAS) = 1.20; \text{ Fehler} = 6 \text{ mm}]$

Fehlt Wald vollständig, liegt die Hauptachse parallel zur Abszisse; im entgegengesetzten Fall einer völligen Bewaldung muß sie senkrecht zur x-Achse stehen. Dementsprechend ist auch die Schwankungsbreite der spezifischen Verdunstung im Fehlerfeld für diejenige Oberflächenbedeckung größer, deren Anteil geringer ist. Das Merkmal mit dem selteneren Auftreten muß sozusagen durch einen größeren Variationsschritt die Änderung des Gesamtergebnisses von Seiten des häufigeren Merkmals ausgleichen. In Abb. 21 wird der Zusammenhang zwischen V_C und $(N-A)_K$ für alle 8 Flußgebiete in Mittelfranken untersucht: Man erkennt, daß

eine gedachte Regressionsgerade in etwa die Lage der eingezeichneten Diagonale einnehmen würde, auf der der berechnete gleich dem beobachteten Wert ist.

3.5.2. Die übrigen Flußgebiete

In den folgenden Abbildungen 22 bis 27 sind die Kombinationsschemata bzw. Fehlerfelder für die übrigen Flußgebietsensembles zu erkennen. Um aufzuzeigen, zu welchem Erfolg die Parametrisierung der aktuellen Evapotranspiration hier geführt hat, sind zusätzlich V_c und V_K gegeneinander aufgetragen.

Die Reihenfolge der Darstellungen ist hierbei "Unter- u. Oberfranken" (Abb. 22), "Jura" (Abb. 23), "Nordostbayern" (Abb. 24), "Tertiäres Hügelland" (Abb. 25), "Schwäbisches Alpenvorland" (Abb. 26) und "Oberbayern" (Abb. 27). Ein Vergleich zwischen den beiden Gruppen, die sich

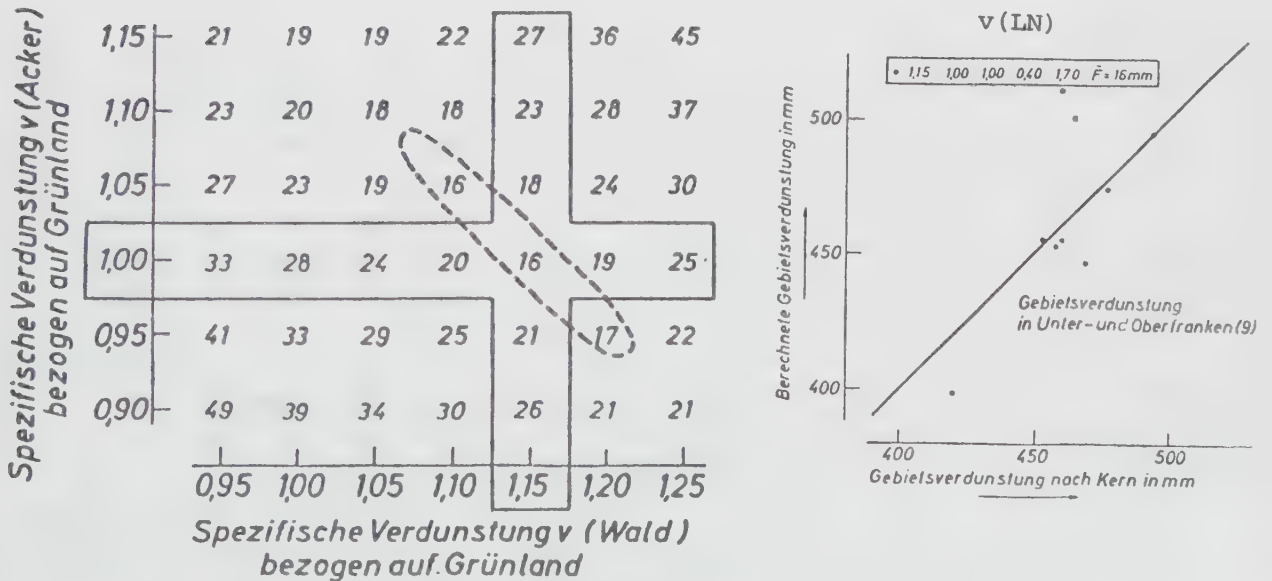


Abb. 22: "Fehlerfeld" für die 9 Flußgebiete in U n t e r - und O b e r - f r a n k e n und Gegenüberstellung von V_c und V_K

Spezifische Verdunstung v (Acker)
bezogen auf Grünland

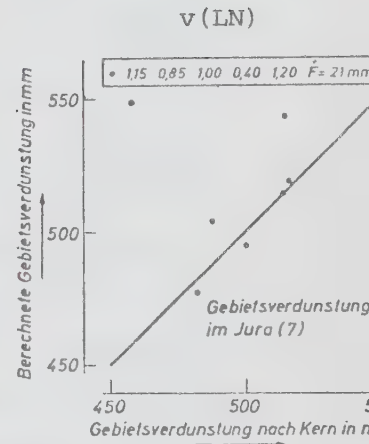
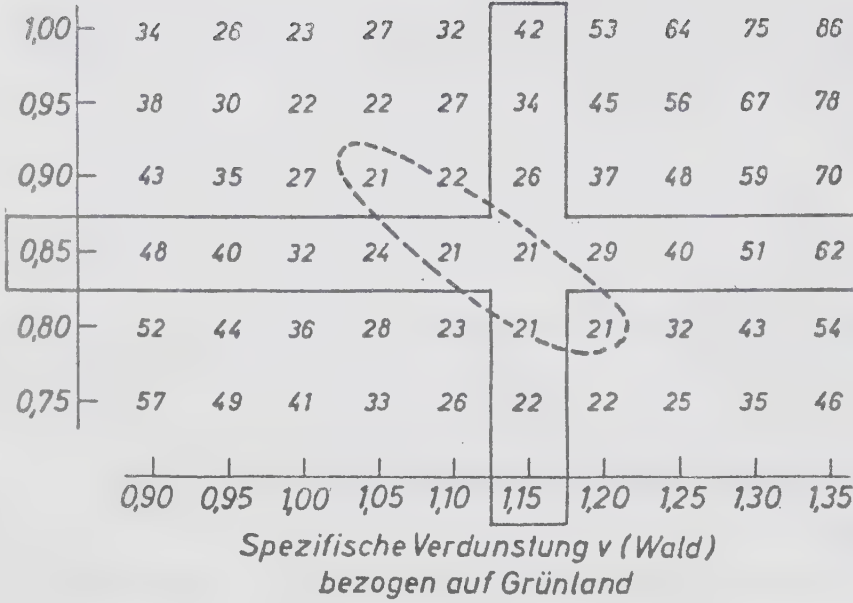


Abb. 23: "Fehlerfeld" für die 7 Flußgebiete im J u r a und
Gegenüberstellung von V_C und V_K

Spezifische Verdunstung v (Acker)
bezogen auf Grünland

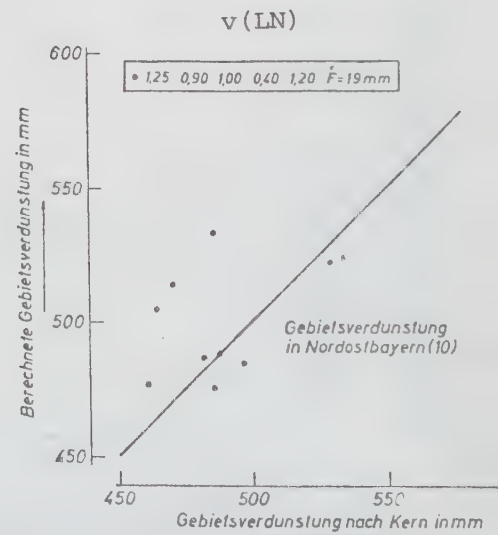
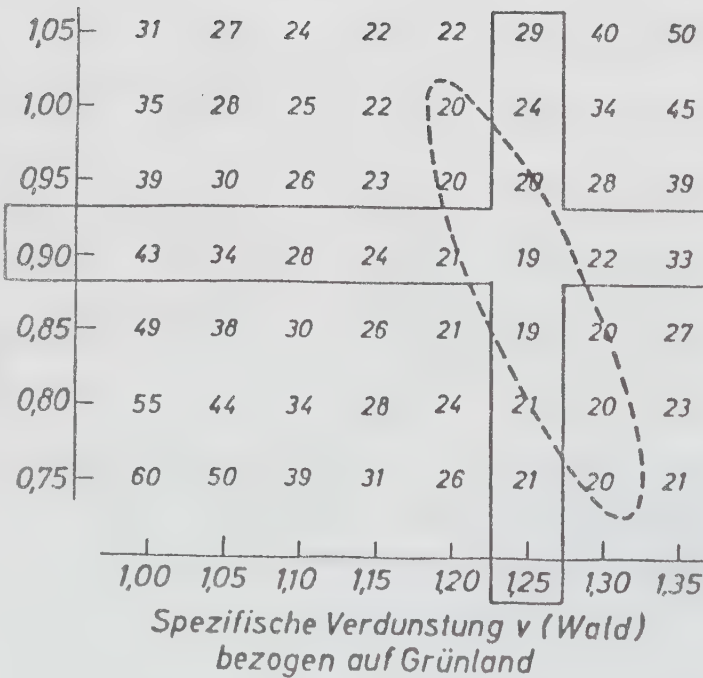


Abb. 24: "Fehlerfeld" für die 10 Flußgebiete in N o r d o s t b a y -
e r n und Gegenüberstellung von V_C und V_K

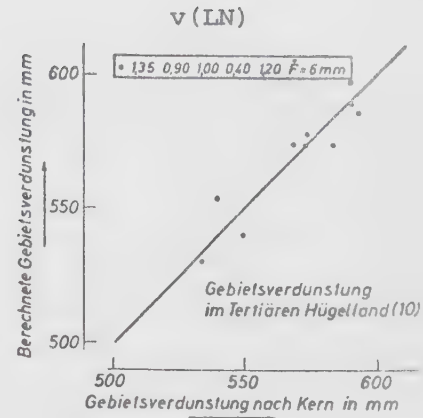
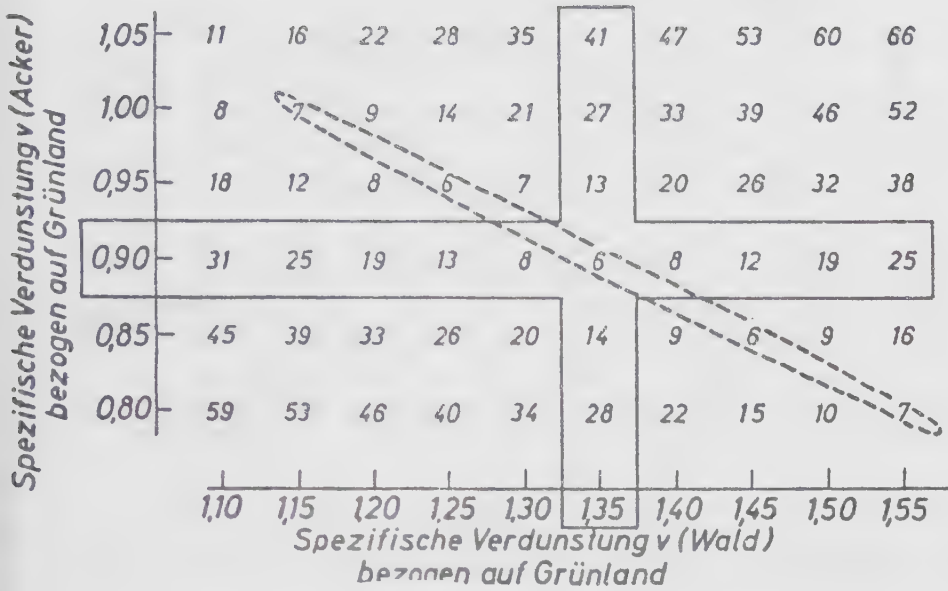


Abb. 25: "Fehlerfeld" für die 10 Flußgebiete im Tertiären Hügelland und Gegenüberstellung von V_C und V_K

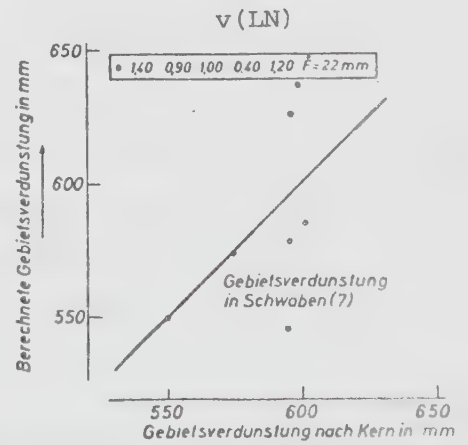
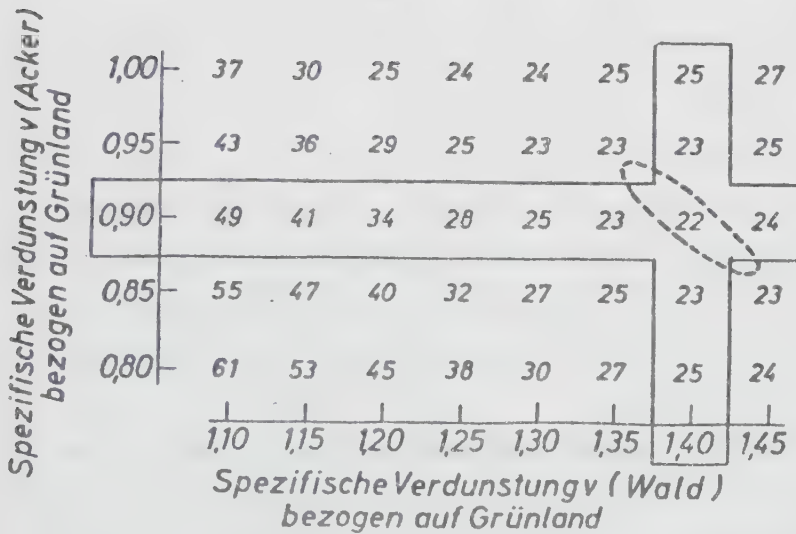


Abb. 26: "Fehlerfeld" für die 7 Flußgebiete in Schwaben und Gegenüberstellung von V_C und V_K

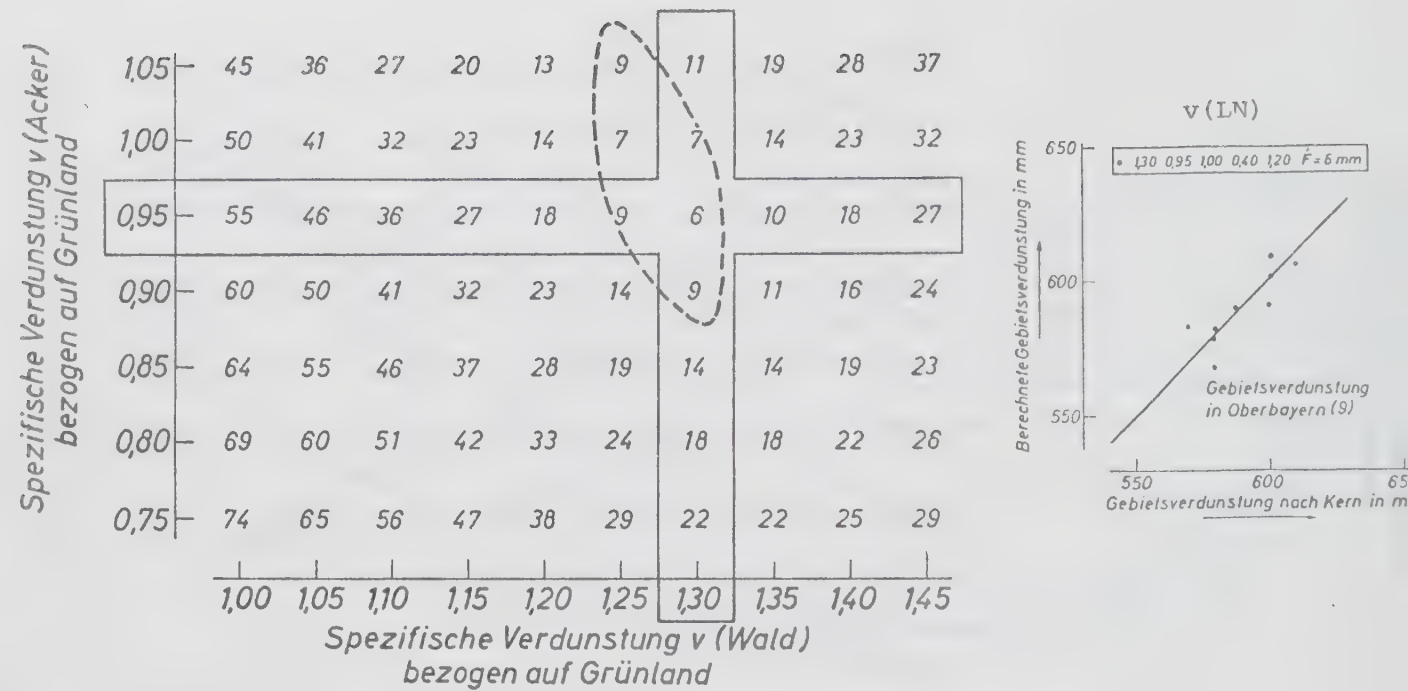


Abb. 27: "Fehlerfeld" für die 9 Flußgebiete in O b e r b a y e r n und Gegenüberstellung von V_c und V_K

stark bezüglich ihres Wald- bzw. Ackeranteils voneinander unterscheiden (Abb. 24 und 25), zeigt deutlich, daß die Lage der Ellipsen (-hauptachsen) vom Flächenanteil der beiden Vegetationsformen abhängig ist. Die bei den einzelnen Flußgebietsgruppen auftretenden Fehlerminima sind für das Tertiäre Hügelland und Oberbayern in der Größe desjenigen, das für Mittelfranken ermittelt wurde. Der Rest weist eine deutlich schlechtere mittlere Übereinstimmung zwischen berechneten und beobachteten Verdunstungswerten auf; die einzelnen minimalen Abweichungen liegen zwischen 16 und 22 mm.

In Analogie zur Abb. 20 für die 8 mittelfränkischen Flußgebiete lassen sich aus dem Schnitt des eingezeichneten Kreuzes mit Abszisse bzw. Ordinate die jeweiligen Wertepaare der spezifischen Verdunstung für Acker bzw. Wald auch für die anderen Komplexe erkennen. Sie sind in der Tab. 10 zusammengefaßt.

Tab. 10: Die spezifischen Verdunstungsfaktoren v (dimensionslos) für die wichtigsten Oberflächenarten in den bayerischen Flußgebieten

geol. Teilraum	$v(\text{WIE})$	$v(\text{ACK})$	$v(\text{WAL})$	$v(\text{WAS})$	$v(\text{VER})$	Abweichung (mm)
"Oberbayern"	1.00	0.95	1.30	1.20	0.40	6
"Tertiäres Hügelland"	1.00	0.90	1.35	1.20	0.40	6
"Schwaben"	1.00	0.90	1.40	1.20	0.40	22
"Nordostbayern"	1.00	0.90	1.25	1.20	0.40	19
"Mittelfranken"	1.00	1.00	1.15	1.20	0.50	6
"Unter- und Oberfr."	1.00	1.00	1.15	1.20	0.40	16
"Jura"	1.00	0.85	1.15	1.20	0.40	21

3.5.3. Diskussion der spezifischen Verdunstungsfaktoren

Bezüglich Wald ergeben sich für die bayerischen Teilräume lt. Tab. 10 unterschiedliche spezifische Verdunstungsfaktoren. Es fällt auf, daß im Vergleich zu den südbayerischen Werten die spezifischen Verdunstungen in Franken um knapp 20 % darunterliegen. Jede Gegend schafft sich seine, dem Klima und dem Boden angepaßten Vegetationsgesellschaften; in den Trockengebieten findet man Baumgesellschaften, die in ökonomischer

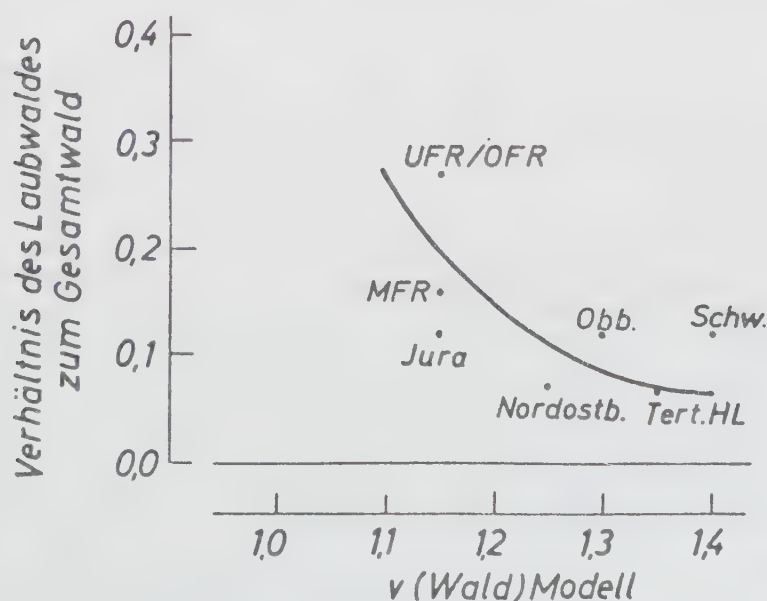


Abb. 28: Abhängigkeit der spezifischen Verdunstung $v(\text{WAL})$ vom Flächenanteil des Laubwaldes am Gesamtwald für die 7 geologischen Teilräume in Bayern

Weise mit der verfügbaren Wassermenge umgehen. In den niederschlagsreichen Gegenden Südbayerns können die Pflanzen weitaus verschwenderischer mit dem Wasser haushalten, als dies in vielen Teilen Frankens der Fall ist. Entsprechend herrscht im Alpenland die Fichte vor, während in Nordbayern daneben auch die Kiefer großflächig auftritt und der Anteil der Laubhölzer, insbesondere der genügsamen Eiche und Hainbuche wesentlich höher ist.

Allerdings von einer Abnahme der spezifischen Waldverdunstung parallel zur Abnahme des Nadelwaldanteils zu sprechen, gehört infolge des geringen Stichprobenumfangs dem Bereich der Spekulation an. In Abb. 28 ist dieser Zusammenhang dennoch kurz skizziert. Aus der Tab. 10 geht weiter hervor, daß die spezifischen Ackerverdunstungen $v(\text{ACK})$ im agrarwirtschaftlich orientierten Franken höher als im übrigen Bayern sind. Dies kann ein Hinweis dafür sein, daß dort in der Landwirtschaft infolge der klimatischen Voraussetzungen stärker als im Landesdurchschnitt bewässert wird.

Diese Aussagen sollten auch deswegen nicht weiter vertieft werden, da eine Fehlerabschätzung ergibt, daß bereits geringe Eingabefehler große Änderungen bei v zur Folge haben können. Lägen PET um 5 % höher und V_K um den gleichen Betrag niedriger (k konstant), so ergäben sich für $v(\text{Wald})$ und $v(\text{Acker})$ Werte, die bis zu 20 % niedriger als die in der Tab. 10 dargestellten ausfielen. Andererseits wäre k dann entsprechend angepaßt worden.

3.6. Ergebnisse der Simulationsrechnungen

Nach Berechnung der in Tab. 10 eingetragenen spezifischen Verdunstungsfaktoren für die einzelnen Flußgebietskomplexe in Bayern ist es möglich, die Wirkungen von anthropogenen Umgestaltungen bei der Nutzung der Oberflächen auf die Wasserhaushaltsgrößen abzuschätzen. A priori wird angenommen, daß das Niederschlagsangebot unverändert bleibt. Mit Hilfe des in Kap. 3.3. vorgestellten Algorithmus wird bei veränderter Landnutzung ein neues Gebietsmittel der Verdunstung berechnet, das mit dem entsprechenden Wert bei aktueller, unmodifizierter Oberflächenbedeckung verglichen wird.

3.6.1. Kurzbeschreibung der Simulationen

Es sollen hierbei neben der Vegetationsverteilung von heute (d.h. Anfang der 70er Jahre) sechs weitere Szenarien betrachtet werden:

a. Verdoppelung der versiegelten Flächen

Die aktuellen Landnutzungsdaten (Abb. 30 - 34: Kolumne 5) werden derart verändert, daß in den besiedelbaren Höhenklassen der Anteil der versiegelten Flächen doppelt so hoch wie vorher ist. Die Umwandlung in Straßen und bebaute Flächen erfolgt in erster Linie auf Kosten der Ackerflächen; falls keine Äcker vorhanden sind, werden in der Simulation Wiesen "versiegelt" (Abb. 30 - 34: Kolumne 4).

b. Vergrößerung der Wasserflächen

Der prozentuale Anteil der Gewässer wird auf 10 % innerhalb aller Einzugsgebiete erhöht. Dabei wird zu Lasten der Acker- bzw. Grünflächen mit der "Auffüllung" sukzessiv von der untersten Höhenklasse an begonnen (Abb. 30 - 34: Kolumne 6).

c. Umwandlung der Wälder in Grünland

Dieses Szenarium sieht die Rodung aller Wälder und anschließende Grünlandnutzung vor. Der anthropogene Effekt soll in allen Höhen stattfinden. (Abb. 30 - 34: Kolumne 3).

d. Umwandlung der Wälder in Ackerflächen

Analog zur dritten Simulation werden die gerodeten Flächen in Form von Ackerbauwirtschaft genutzt (Abb. 30 - 34: Kolumne 2).

e. Umwandlung der Wälder in versiegelte Flächen

Die Vernichtung der Wälder durch Kahlschlag und anschließende Versiegelung des Geländes durch Bau von Straßen (Autobahnen), Flugplätzen oder Wohngebieten bildet dieses apokalyptisch anmutende Szenarium (Abb. 30 - 34: Kolumne 1). Hierzu ist auch die Vernichtung der Wälder durch die neuartigen Walderkrankungen zu zählen.

f. Ursprüngliche Waldlandschaft

Als Gegensatz zur völligen Destruktion der Wälder wird eine Simulation durchgeführt, die von einer nahezu vollständigen Waldbedeckung ausgeht (Abb. 30 bis 34: Kolumne 7).



Abb. 29: Die Landnutzung in Bayern: Prozentualer Anteil der Waldflächen in den bayerischen Flußgebieten im 6. Jahrhundert (RUBNER, 1969)

Es werden lediglich die vorhandenen Wasserflächen belassen. Daß die Gesamtfläche des Waldes in Bayern in früherer Zeit wesentlich höher als heute war, wird aus der Abb. 29 ersichtlich. In ihr ist der prozentuale Anteil der Waldflächen in den bayerischen Einzugsgebieten im sechsten Jahrhundert n.Chr. vor Einsetzung der sog. Rodungsklöster dargestellt (BAUMGARTNER, KIRCHNER und WEBER, 1982). Vor dem Auftreten der Kelten und Römer dürfte der Grad der Waldbedeckung in weiten Teilen Bayerns dem ausgewählten Szenarium recht nahegekommen sein.

3.6.2. Ergebnisse der Simulationsrechnung

Durch eine veränderte Landnutzung bzw. Oberflächenbedeckung werden die Wasserhaushaltsterme modifiziert. Die Änderungen fallen infolge der unterschiedlichen aktuellen Landnutzungsverhältnisse und der spezifischen Verdunstungsfaktoren in den Teilräumen verschieden stark aus. Die Wirkung einer veränderten Landnutzung auf die primär beeinflusste Gebietsverdunstung wird in den beiden nächsten Abbildungen ersichtlich. Hierbei wird eine Aufteilung in südbayerische (Abb. 30) und nordbayerische (Abb. 31) durchgeführt.

Der Ordinatenwert gibt die prozentuale Änderung der Gebietsverdunstung an; auf der Abzisse sind der Momentanzustand und die sechs Simulationen aufgetragen. Eine Abnahme der Gebietsverdunstung haben grundsätzlich alle Szenarien zur Folge, die eine Reduzierung des Waldbestandes bzw. eine Vermehrung der versiegelten Fläche beinhalten. Das erste Szenarium erweist sich dabei als markanter Eingriff und läßt die Gebietsverdunstung im walddreichen Nordostbayern um mehr als 35% zurückgehen. Die Umwandlung der gerodeten Waldfläche in Agrarland wirkt sich vor allem in Franken geringer aus. Es ist denkbar, daß die Gebietsverdunstung bei großflächiger Bewässerung sogar größer wird. Eine Vermehrung der Wasserflächen auf 10% der Gesamtfläche des Einzugsgebietes wirkt sich nur geringfügig auf die langjährigen Wasserbilanzen aus. Die Gebietsverdunstung in einer vom Menschen noch wenig beeinflussten Waldlandschaft dürfte je nach Gebiet um 10 bis 35 % höher gelegen haben als heute. Da der Abfluß mit der Verdunstung bei den getroffenen Annahmen invers korreliert ist, gelten die getroffenen Annahmen mit dem umgekehrten Vorzeichen für den Abfluß.

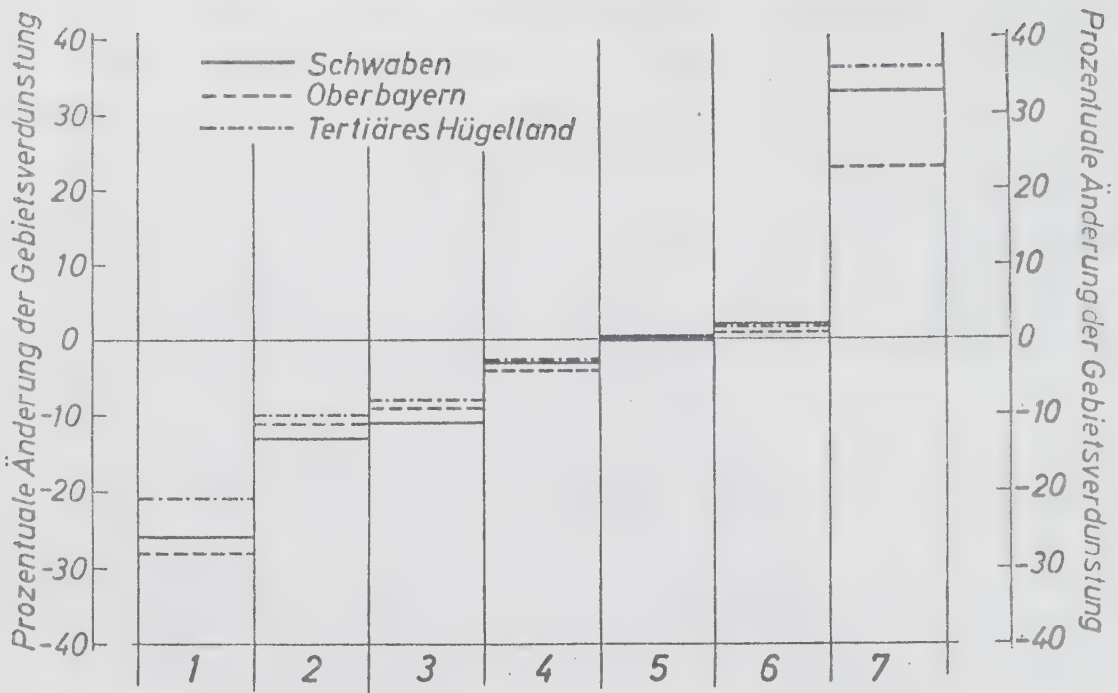


Abb. 30: Wirkungen anthropogener Eingriffe auf die Gebietsverdunstung in Südbayern

(1: Wälder versiegelt; 2: Wälder zu Ackerflächen; 3: Wälder zu Grünflächen; 4: versieg. Fl. verdoppelt; 5: aktuelle Landnutzung; 6: 10 Prozent Seen; 7: "ursprüngliche Waldlandschaft")

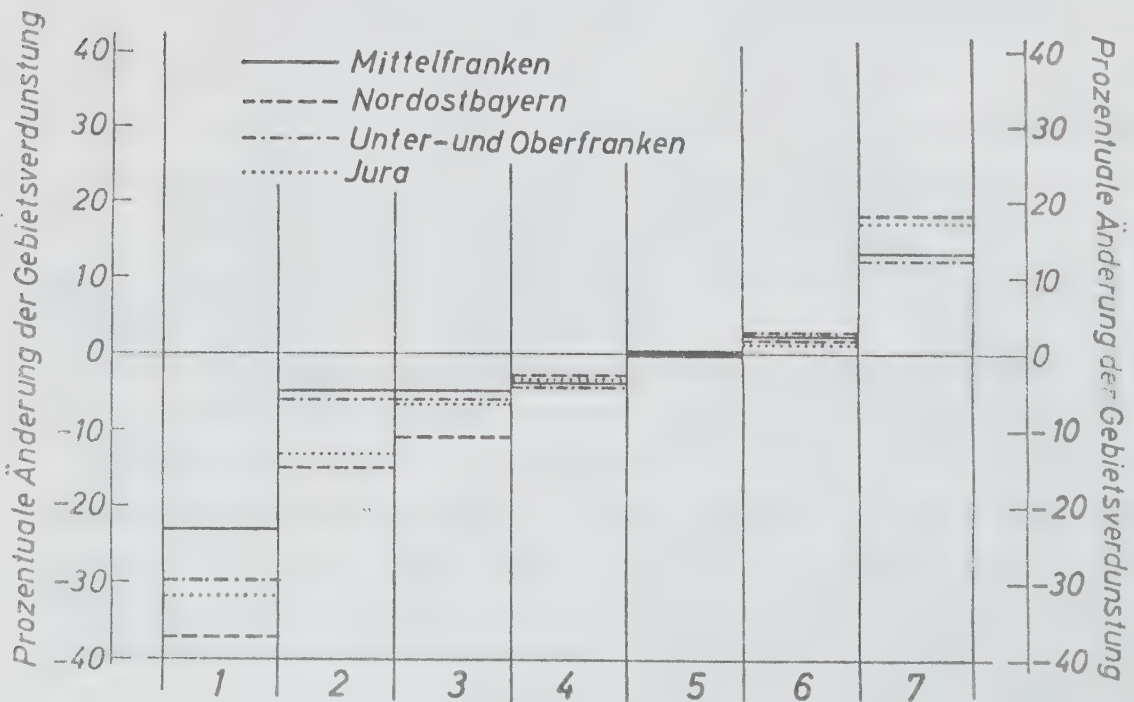


Abb. 31: Wirkung anthropogener Eingriffe auf die Gebietsverdunstung in Nordbayern (vgl. Legende zur Abb. 30)

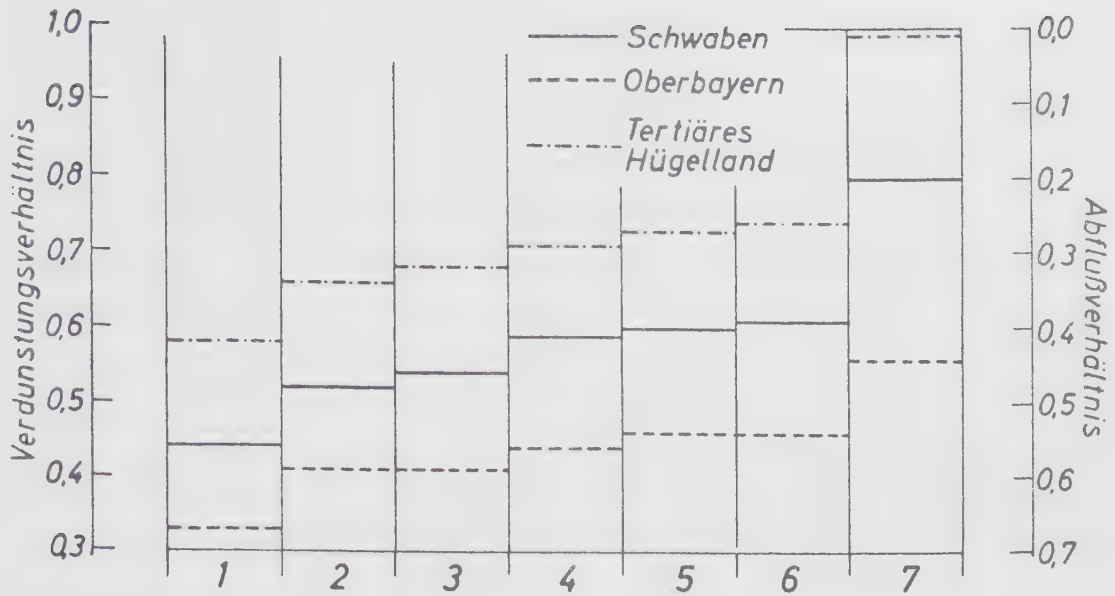


Abb. 32: Verdunstungs- bzw. Abflußverhältnis als Funktion der Landnutzung in Südbayern
(vgl. Legende zur Abb. 30)

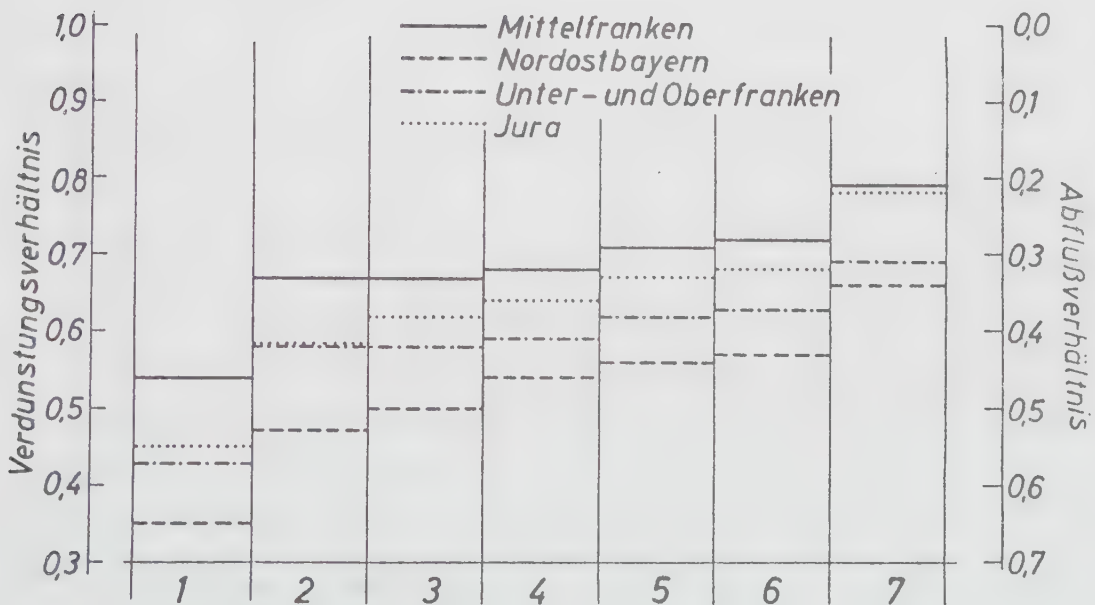


Abb. 33: Verdunstungs- bzw. Abflußverhältnis als Funktion der Landnutzung in Nordbayern
(vgl. Legende zur Abb. 30)

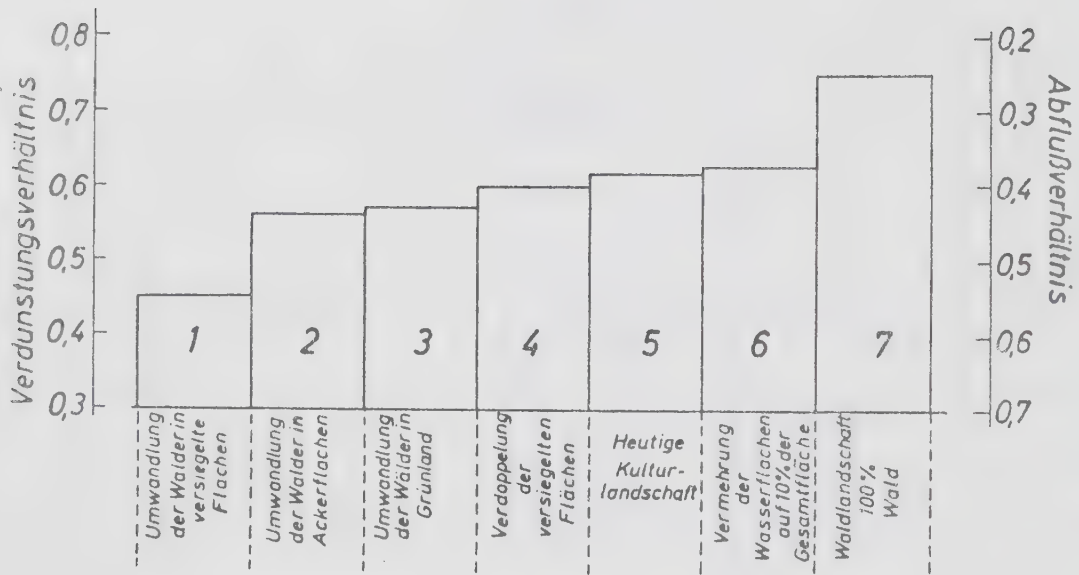


Abb. 34: Verdunstungs- bzw. Abflußverhältnis bei unterschiedlicher Landnutzung in Bayern

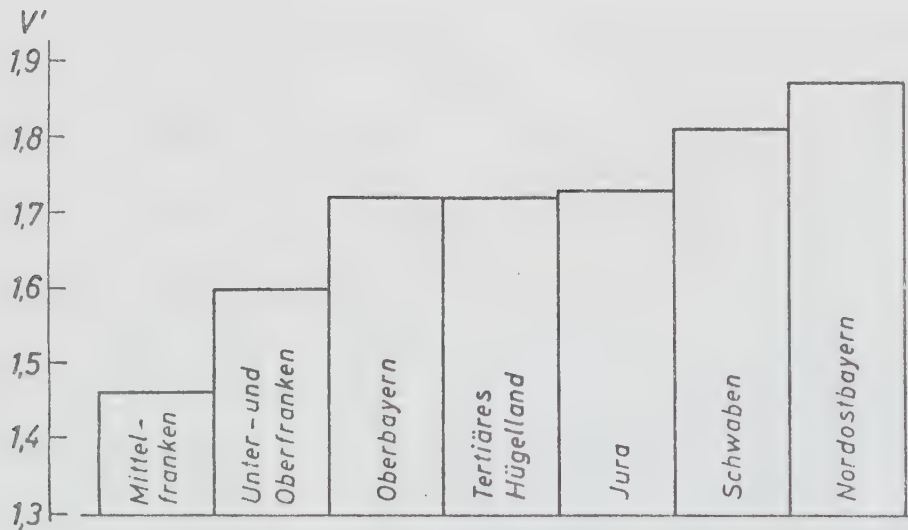


Abb. 35: Verhältnis der Gebietsverdunstung aus 2 Simulationen V' (Waldlandschaft : Versiegelung der jetzigen Waldflächen) in den 7 Flußgebietsensembeln Bayerns

In der Klimatologie erweist es sich als günstig, die beiden genannten Wasserhaushaltsgrößen auf den Niederschlag zu beziehen. In den Abb. 32 und 33 ist für die sieben Landnutzungsszenarien das sog. Verdunstungs- bzw. Abflußverhältnis eingetragen. Aus dem momentanen Zustand der Erdoberfläche ergeben sich je nach Gebiet Verdunstungsverhältnisse zwischen 0.40 und 0.70. Bei der großräumigen Versiegelung der Landschaft im 1. Szenarium erhöht sich das Abflußverhältnis in den waldreichen Ensembles auf mehr als 0.60; das besagt, daß mehr als 60% des Niederschlagswassers zum Abfluß kommen. Vor der frühmittelalterlichen Rodungsphase waren die Abflußmengen der Flüsse wesentlich geringer als heute, setzt man voraus, daß der damalige Niederschlagsinput so hoch war wie heute. Für das tertiäre Hügelland, wo das aktuelle Abflußverhältnis im Mittel bei 0.25 liegt, kam so nur noch wenig Niederschlagswasser zum Abfluß. Gemittelt über ganz Bayern ergibt sich für dieses Szenarium ein Verdunstungsverhältnis von etwa 0.75 (Abb. 34).

Ein Vergleich zwischen ursprünglicher Waldlandschaft und totaler Versiegelung der aktuellen Waldfläche ist in Abb. 35 dargestellt. Die Verdunstung würde bei vollständiger Bewaldung im Mittel in Bayern um das 1.6 fache höher als bei einer Versiegelung liegen. Die großen Unterschiede in Nordostbayern und Schwaben ergeben sich einerseits durch hohen aktuellen Waldanteil, andererseits infolge der großen Unterschiede in der spezifischen Verdunstung zwischen Wald und versiegelter Fläche (vgl. Kap. 2.3.2.).

4. Der zeitliche Verlauf der Wasserhaushaltsgrößen

Die im Kap. 3. berechneten spezifischen Verdunstungsfaktoren stellen grobe Richtwerte für die Verdunstung der wichtigsten im Untersuchungsgebiet vorkommenden Oberflächenarten dar. Es sind Faktoren, die aufgrund von Daten gewonnen sind, die sich, was zumindest die Gebietsverdunstung betrifft, auf die Periode 1931-1960 beziehen. Die Tatsache, daß die Vegetationsdaten nicht aus demselben Zeitraum stammen, ist einer der Gründe für die Unschärfen in der vorhergehenden Berechnung. Will man nun im Zeitscale kürzere Perioden als ein Jahr betrachten, so ist man gezwungen, von der Verdunstung abzugehen und sich direkt mit dem Abfluß zu befassen, der auf Tages- und Monatsbasis vorliegt.

4.1. Untersuchung von Tagesabflüssen

Die Untersuchung des Tagesabflusses bezieht sich gemäß den Ausführungen in Kap. 2.4.2. auf den Zeitraum 1966 - 1975; somit werden für die einzelnen Einzugsgebiete insgesamt 3652 aufeinanderfolgende Tage erfaßt.

4.1.1. Der Autokorrelationskoeffizient der Abflüsse in den untersuchten Flußgebieten

Die Autokorrelationsfunktion bietet eine Möglichkeit zur Charakterisierung des mittleren Abflußverhaltens in Einzugsgebieten. Ein Vergleich zwischen unterschiedlichen Flußgebieten ergibt, daß der Verlauf der genannten Funktion von Morphologie, Klima und Landnutzung mitgeprägt wird. Bei der Berechnung der Autokorrelationsfunktion wird jeweils der Abfluß des i-ten mit dem des i+j-ten Tages verglichen, wobei der Index j die Zeitverschiebung in Tagen bezeichnet. Im Falle $j = 0$ ergibt sich der Koeffizient $r_a(j)$ zu 1.0; bei zunehmender Zeitverschiebung nehmen die Werte ab, erreichen u.U. negative Werte und pendeln um die Nulllinie. Explizit werden die Autokorrelationskoeffizienten $r_a(j)$ wie folgt berechnet:

$$r_a(j) = \frac{\sum_{i=1}^n (A_i - \bar{A}) \cdot (A_{i+j} - \bar{A})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (A_i - \bar{A})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (A_{i+j} - \bar{A})^2}} \quad (17),$$

wobei

A_i = Abfluß am Tag i

$\bar{A}$ = Mittlerer Tagesabfluß (der Periode 1966-1975)

n = Anzahl der Beobachtungstage

Zuerst werden für drei geologisch und klimatisch unterschiedliche Flußgebiete die $r_a(j)$ bis zu einer Verschiebung von 360 Tagen berechnet (vgl. Abb. 36). Bei $j = 180$ Tagen erreichen die Koeffizienten ihr Minimum und steigen danach wieder an, was auf saisonale Abhängigkeiten des

Abflusses hinweist. Der Gebietsabfluß folgt - verzögert - dem Niederschlag, der vor allem in den südlichen Landesteilen Bayerns einen ausgeprägten Jahresgang besitzt (vgl. $N_{So} : N_{Wi}$).

Die Mangfall steht hier stellvertretend für einen alpinen bzw. präalpinen Fluß, in dessen Lauf sich zudem ein See befindet (Tegernsee). Im Falle der Pegnitz sind die hydrogeologischen Besonderheiten des Jura für den Verlauf der Autokorrelationsfunktion mitverantwortlich, so vermutlich der hohe Anteil des unterirdischen Abflusses am Gesamtabfluß (KOPF und ROTHASCHER, 1980).

Um die Kurven hinsichtlich der möglichen Einflüsse unterschiedlicher Landnutzung besser miteinander vergleichen zu können, ist es jedoch notwendig, die markanteste zyklische Erscheinung, den Jahresgang, zu eliminieren. Dazu wird eine Spektralanalyse mit nachfolgender Filterung durchgeführt. Das Spektrum gibt Aufschlüsse darüber, mit welchem Anteil die einzelnen Partialwellen, d.h. die Schwingungen mit unterschiedlicher Frequenz, an den Fluktuationen in der Abflußreihe beteiligt sind. Spektralanalyse und anschließende Filterung lassen sich mit

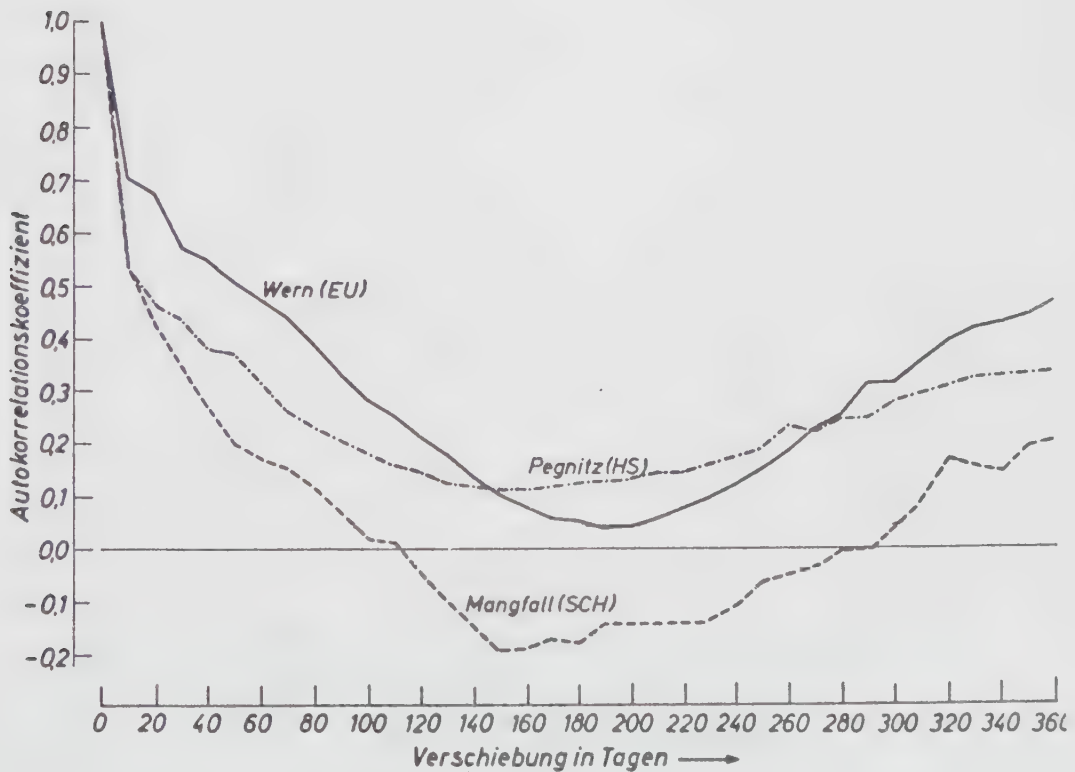


Abb. 36: Abhängigkeit des Autokorrelationskoeffizienten von der Verschiebung (bis zu 360 Tagen) in 3 bayerischen Flußgebieten (ohne Saisonbereinigung) : Wern, Pegnitz, Mangfall

Hilfe eines in der Praxis häufig angewendeten Softwareprogramms (Biomedical Program 1T, Univ. of California Press, Berkeley 1981) durchführen. In Anlehnung an die Termini in der Elektrotechnik wird letzteres erreicht, indem man ein high pass-Filter verwendet, ein Filter, das die hohen Frequenzen unverändert passieren läßt (Faktor nahe 10). Die Wirkung dieses Filters beginnt bei einer Frequenz von 0.01 (Zyklen) pro Tag; es besitzt bei einer Schwingungsdauer von 1 Jahr (und bei kleineren Frequenzen) Filterfaktoren nahe Null. Damit wird ebenfalls ein möglicher Trend bei den Abflußreihen eliminiert.

Nach (17) werden für einige Abflußzeitreihen, die nach Saison- und Trendeliminierung jeweils aus der Restkomponente bestehen, die Autokorrelationskoeffizienten bis zu einer Verschiebung von 15 Tagen bestimmt (Abb. 37 bis 42).

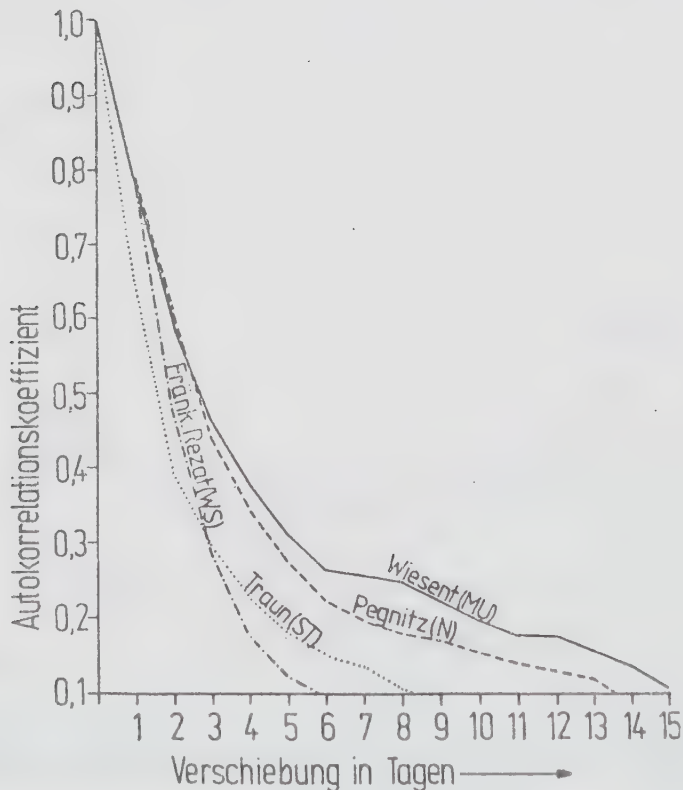


Abb. 37: Abnahme der Autokorrelationskoeffizienten (des Tagesabflusses) bei einer Verschiebung bis zu 15 Tagen (für Wiesent, Pegnitz, Fränkische Rezat und Traun)

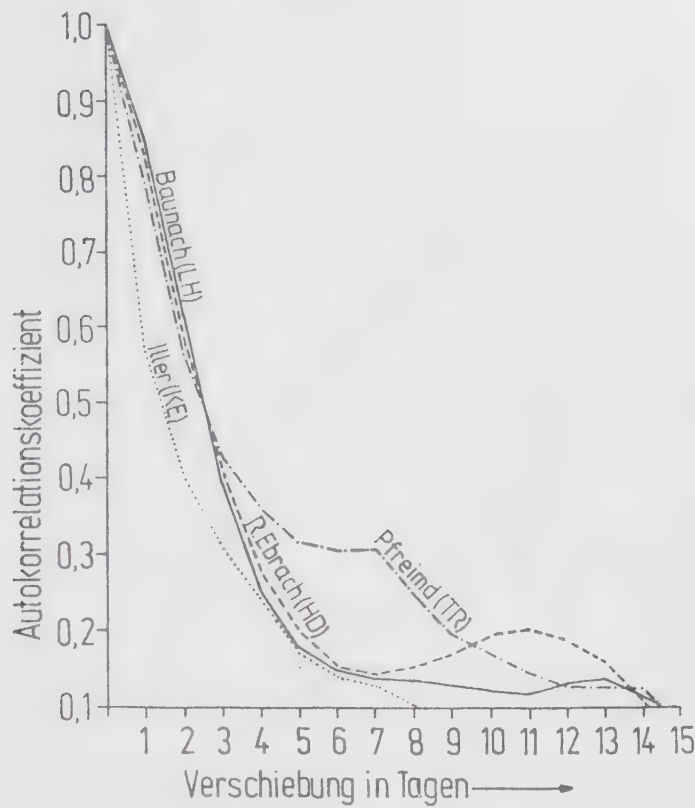


Abb. 38: Abnahme der Autokorrelationskoeffizienten (des Tagesabflusses) bei einer Verschiebung bis zu 15 Tagen (für Pfreimd, Baunach, R. Ebrach und Iller)

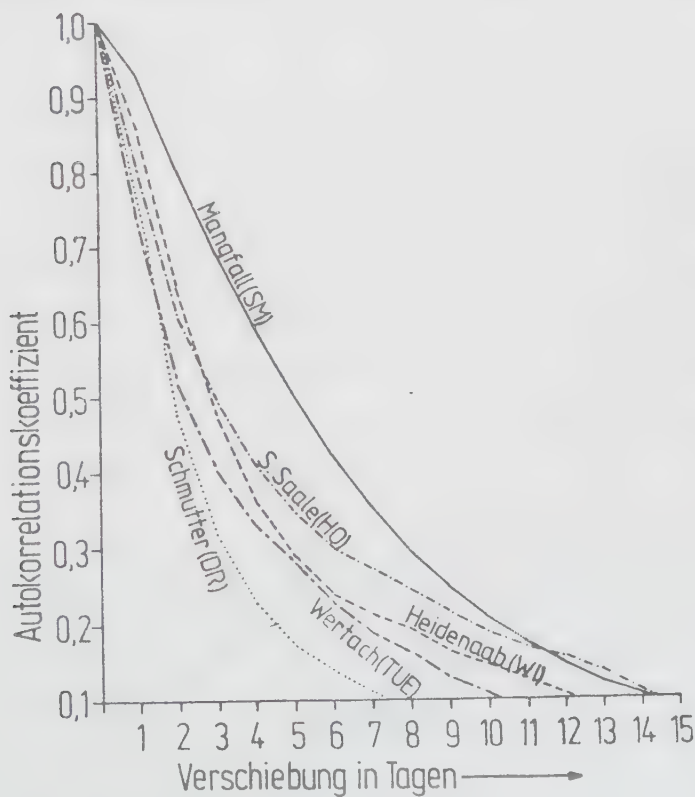


Abb. 39: Abnahme der Autokorrelationskoeffizienten (des Tagesabflusses) bei einer Verschiebung bis zu 15 Tagen (für Mangfall, Sächs. Saale, Heidenaab, Wertach und Schmutter)

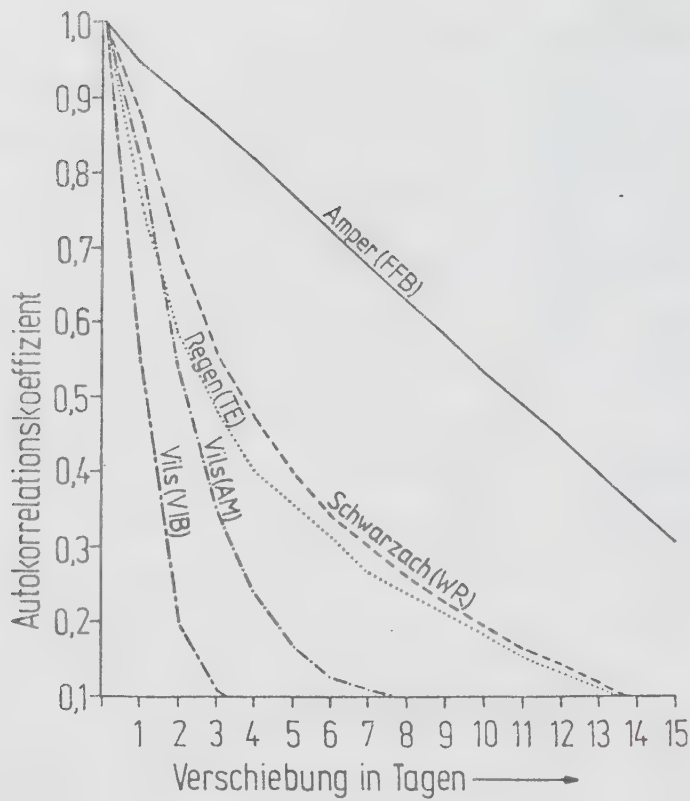


Abb. 40: Abnahme der Autokorrelationskoeffizienten (des Tagesabflusses) bei einer Verschiebung bis zu 15 Tagen (für Amper, Schwarzach, Regen, Vils(AM) und Vils(VIB))

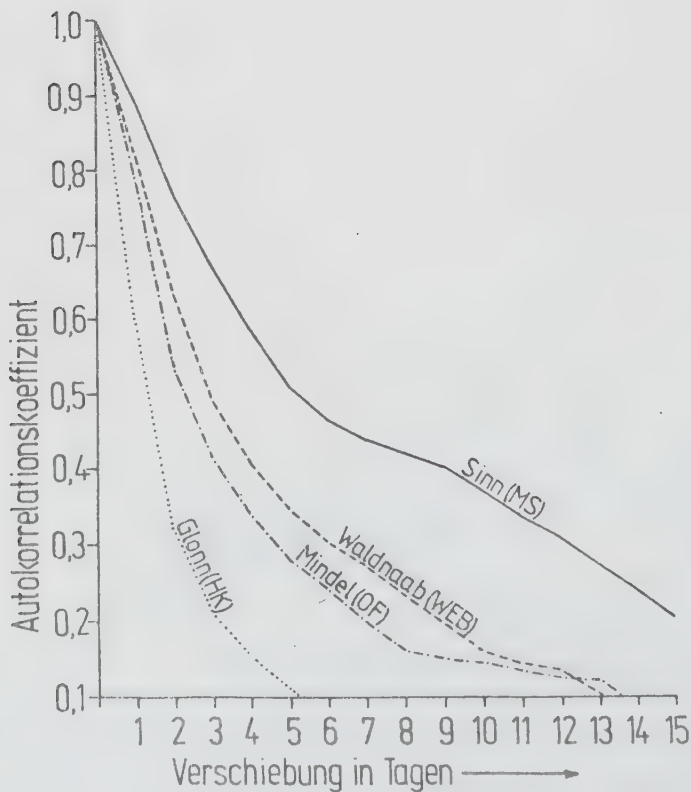


Abb. 41: Abnahme der Autokorrelationskoeffizienten (des Tagesabflusses) bei einer Verschiebung bis zu 15 Tagen (für Sinn, Waldnaab, Mindel und Glenn)

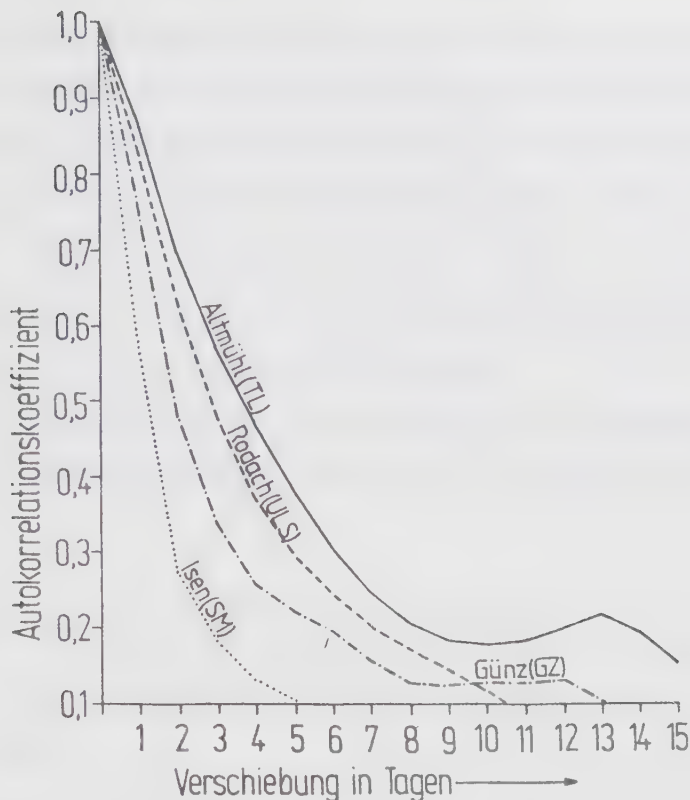


Abb. 42: Abnahme der Autokorrelationskoeffizienten (des Tagesabflusses) bei einer Verschiebung bis zu 15 Tagen (für Altmühl, Rodach, Günz und Isen)

Saison und Trendbeseitigung führen dazu, daß im Vergleich zu den ungefilterten Tagesabflüssen der Abfall der Autokorrelationsfunktion wesentlich steiler ist; die qualitativen Unterschiede zwischen den einzelnen Flußgebieten bleiben allerdings in etwa bestehen. Die Zeitverschiebung, ab der sich die Autokorrelationskoeffizienten nicht mehr signifikant von Null unterscheiden, liegt entsprechend der Voreinstellung der Filterung bei etwa 250 Tagen. Der unterschiedliche Verlauf der Kurven läßt bereits gewisse Tendenzen erkennen:

- a) Seen in einem Flußgebiet wirken sich auf den Abfluß nachhaltig aus; die Autokorrelationskoeffizienten für die Tagesabflüsse von Amper (FFB) nehmen nur langsam ab; für die Würm (STA) ergäbe sich ein ähnlicher Abfall.
- b) Den stärksten Abfall weisen die Funktionen für die Flüsse im tertiären Hügelland auf, wo der Anteil der Ackerflächen überdurchschnittlich hoch ist.

Weitergehende Interpretationen sind erst durch statistische Verfahren, wie die Methode der schrittweisen Mehrfachregression möglich. Zu diesem Zweck werden die Gebietsdaten von 33 unterschiedlichen, sich auch nicht teilweise überdeckenden Flußgebieten herangezogen. Dementsprechend können z.B. nicht Amper bis Pegel 'FFB' und Ammer bis Pegel 'WM' oder Pegnitz bis Pegel 'HS' und Pegnitz bis Pegel 'N' gleichzeitig betrachtet werden, obwohl die Tagesabflüsse vorliegen. Die Iller (KE) wird u.a. wegen ihres sich vom Rest der Flußgebiete deutlich unterscheidenden Gefälles von der Untersuchung ausgeschlossen. Es ergeben sich so die folgenden Gebiete, die aufgeteilt in Nord und Südbayern in Tab. 11 zusammengestellt sind.

Tab. 11: Die für die multiple Regression verwendeten Flußgebiete

Nördliches Bayern			Südliches Bayern		
Fluß	Nr.	Pegel	Fluß	Nr.	Pegel
Altmühl	182	TL	Günz	108	GZ
Waldnaab	202	WEB	Mindel	110	OF
Haidenaab	204	WI	Zusam	122	PF
Vils	208	AM	Schmutter	124	DR
Pfreimd	210	TR	Wertach	144	TÜ
Schwarzach	212	WR	Paar	162/4	MA
Regen	222	TE	Abens	168	AU
Ilz	272	KA	Gr. Laaber	228	SÖ
Rodach	312	ULS	Amper	241/3	FFB
Baunach	324	LH	Würm	246	STA
Fränk. Rezat	341	WS	Glonn	247	HK
Pegnitz	344/6	N	Vils	274	VIB
Wiesent	351	MUG	Mangfall	278	SCH
Aisch	352	LM	Traun	286	ST
Reiche Ebrach	354	HD	Isen	278	SM
Sinn	372	MS	Rott	296	MH
Sächs. Saale	406	MS			

4.1.2. Anwendung der Mehrfachkorrelationsrechnung

Durch Anwendung des schrittweisen Verfahrens zur Durchführung von multiplen Regressionen auf die Autokorrelationskoeffizienten $r_a(j)$ der Tagesabflüsse soll untersucht werden, ob Landnutzung (WAL, WIE, ACK, VER, WAS), Gebietsgröße (FN) und Feldwasserkapazität (FWK) die Höhe der $r_a(j)$ bzw. deren Abfall (bei zunehmender Verschiebung) beeinflussen. Die Landnutzung wird wieder durch die prozentualen Anteile der Hauptbedeckungsarten dargestellt (Tab. V im Anhang).

Bei den 33 Flußgebieten sind insbesondere die Wasserflächen nicht normalverteilt, wodurch die Interpretierbarkeit der Ergebnisse erheblich eingeschränkt wird. Aus der Tab V (im Anhang), in der die mittleren Gebietsgrößen der untersuchten Parameter eingetragen sind, sieht man dies bereits, wenn man den mittleren prozentualen Anteil der Wasserflächen mit der Standardabweichung vergleicht. In Ermangelung einer exakt die hydrologischen Verhältnisse des Bodens beschreibenden Größe wird wieder die Feldwasserkapazität herangezogen.

Der Zusammenhang aller Variablen untereinander wird durch folgendes Korrelogramm (Tab 12) dargestellt.

Tab. 12: Korrelationsmatrix der 7 Variablen (33 Flußgebiete)

statistische Sicherheit 95 % , $r = 0.34$

99 % , $r = 0.44$

	FWK	FN	WAL	WIE	ACK	VER	WAS
FWK	1.00	-0.13	-0.77	0.15	0.58	0.23	0.05
FN	-0.13	1.00	-0.11	0.25	-0.06	0.03	-0.14
WAL	-0.77	-0.11	1.00	-0.45	-0.60	-0.12	-0.05
WIE	0.15	0.25	-0.40	1.00	-0.45	0.15	0.23
ACK	0.58	-0.06	-0.60	-0.45	1.00	-0.08	-0.37
VER	0.23	0.03	-0.12	0.15	-0.08	1.00	0.03
WAS	0.05	-0.14	-0.05	0.23	-0.37	0.03	1.00

Man sieht, daß Wald-, Acker- und Wiesenflächen untereinander signifikant negativ korreliert sind, was nicht weiter verwundert, zumal sie die Hauptanteile der Oberflächen ausmachen (Anteile von Wald, Wiese, Acker, versiegelte Fläche und See = 100 %). Versiegelte Flächen und Seen sind dagegen infolge ihres geringen prozentualen Anteils an der Fläche mit den Hauptnutzungsarten kaum gesichert korreliert. Eindeutig geht aus Tab. 12 weiter hervor, daß die Oberflächenarten in keinem Zusammenhang mit der Größe des Einzugsgebiets FN stehen; dagegen befinden sich Wälder bevorzugt auf schlecht, Äcker dagegen auf gut wasser versorgten Böden.

In die Regressionsanalyse sollen die in Tab. 12 vorkommenden Variablen als Unabhängige eingehen; als abhängige Variable sind zum einen die Höhe der $r_a(j)$ selbst, zum anderen auch Parameter denkbar, welche den Verlauf bzw. den Abfall der Kurven (Abb. 37 bis 42) insgesamt beschreiben. Nachdem die Funktionen zumindest in dem Teil bis zur Verschiebung

$j = 10$ d den Charakter von Exponentialfunktionen besitzen, wird eine derartige Anpassung nach der Methode der kleinsten Abweichungsquadrate durchgeführt. Zum Zwecke einer besseren Aussagefähigkeit wird eine e-Funktion nach der Form $y = \exp(pt)$ gewählt, wobei y die Ordinatenwerte (d.h. Autokorrelationskoeffizienten), t die Verschiebung (in Tagen) und p der zu bestimmende Parameter sind. p liegt je nachdem Abfall zwischen -0.03 (Würm) und -0.56 (Isen).

In Abb. 43 wird der Zusammenhang zwischen dem Waldanteil und dem Parameter p für die genannten Flußgebiete (Tab. 11) abzüglich der drei Gebiete mit hohem Seenanteil (Würm, Amper, Mangfall) dargestellt; je höher der Waldanteil ist, desto flacher fallen offenbar die Autokorrelationsfunktionen ab.

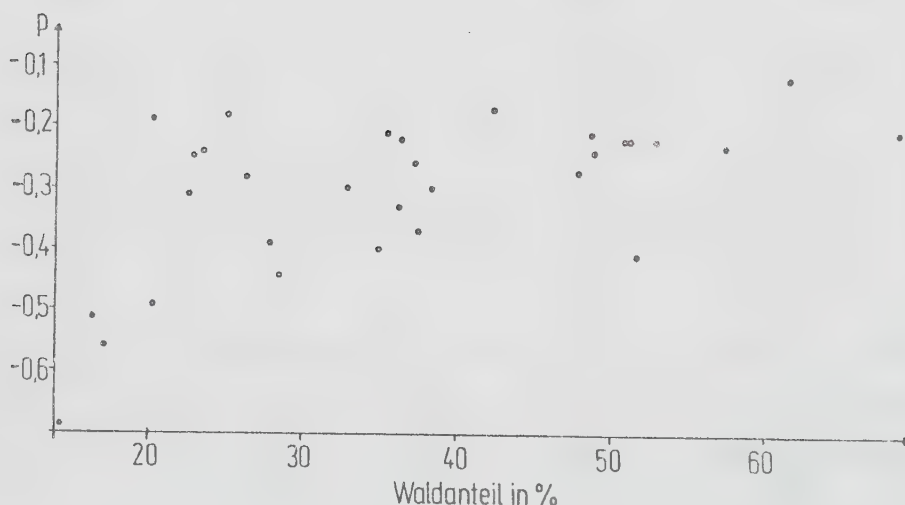


Abb. 43: Zusammenhang zwischen dem Waldanteil und dem Parameter p aus $y = \exp(p t)$ für 30 Flußgebiete (Anpassung der Kurven in Abb. 37 bis 42 für $j = 1-10$ d)

Im Rahmen des schrittweisen Verfahrens ist für die Auswahl des ersten Regressors entscheidend, welche der Variablen mit p am engsten korreliert ist; die Auswahl erfolgt nach der Berechnung der einfachen Korrelationskoeffizienten r_e . Es erweist sich, daß für die 30 Flußgebiete WAL als erste Variable gezogen wird ($r_e^2 = 0.32$). Als nächster Re-

gressor wird FN bestimmt. Das (multiple) Bestimmtheitsmaß r_m^2 nimmt auf 0.50 zu, was besagt, daß 50 % der Varianz bei p sich durch Unterschiede im Waldprozent und in der Gebietsgröße erklären lassen.

Darüber hinaus gibt es keine Variable, die zu einer weiteren signifikanten Zunahme des multiplen Korrelationskoeffizienten (bzw. dessen Squares) beitragen könnte.

Werden die drei Gebiete mit hohem Seenanteil in die Regressionsrechnung miteinbezogen, so wird ebenfalls der Waldanteil als erster Regressor gezogen ($r_m^2 = 0.23 = r_e^2$). Bei nach wie vor nicht erzwungener Reihenfolge der Ziehung wird als nächstes der Seenanteil ausgewählt ($r_m^2 = 0.42$). Als dritter Regressor ergibt sich die Gebietsfläche FN: das Bestimmtheitsmaß nimmt auf 0.61 zu (Tab. 13).

Tab. 13: Zunahme des multiplen Bestimmtheitsmaßes bei der Einbeziehung von verschiedenen Gebietsparametern (Zusammenhang zwischen p und Landnutzung bzw. Gebietsgröße)

	mit größeren Seen	ohne größere Seen
1. Regressor	WAL $r_m^2 = 0.23$	WAL $r_m^2 = 0.32$
2. Regressor	WAS $r_m^2 = 0.42$	FN $r_m^2 = 0.50$
3. Regressor	FN $r_m^2 = 0.61$	-
4. Regressor	-	-

Die exponentielle Abnahme der Autokorrelationskoeffizienten läßt sich somit, wenn man von einer Betrachtung der Verschiebungen $j = 10$ d bis $j = 15$ d absieht, im wesentlichen durch die Anwesenheit von Seen und Waldflächen und der Gebietsgröße erklären.

Bevor man die Regressionsanalyse auf die einzelnen Stützstellen der Kurven in den Abb. 37 bis 42 anwendet, ist es nötig zu klären, wo die Grenze für einen gerade noch gesicherten Zusammenhang bei fortschreitendem j liegt. Da bei genügend großer Stichprobenanzahl n der Stichprobenkorrelationskoeffizient annähernd normalverteilt ist - was auch für die Tagesabflüsse verifiziert wurde - und da man so die Signifikanzschwellen der Standardnormalverteilung benutzen kann, müßte überprüft werden, ob gilt:

$$r_a(j) \cdot \sqrt{n-1} \quad \begin{array}{l} 1.960 \text{ bei } 5\% \text{ Irrtumswahrscheinlichkeit} \\ 2.576 \text{ bei } 1\% \end{array} \quad (18a)$$

(TAUBENHEIM, 1969)

Im Falle einer Autokorrelation sollte n als Stichprobenanzahl durch $n_{\text{eff}} = n/\epsilon(n)$ ersetzt werden, wobei $\epsilon(n)$ folgendermaßen definiert ist:

$$\epsilon(n) = 1 + 2 \sum_{j=1}^{n-1} (n-j)/n \cdot r_a(j) \quad (18b)$$

Damit errechnen sich für die Signifikanzschwellen bei den einzelnen (saisonbereinigten) Abflußreihen Werte, die zwischen 0.05 und 0.12 liegen. Für den Fall, daß die Autokorrelationskoeffizienten in diesen Bereich und darunter fallen, ist deren Verwendung nicht mehr sinnvoll. Damit erweist es sich als unmöglich, die Schwankungsbreite der Autokorrelationskoeffizienten ab einer Verschiebung von 13 Tagen im vorliegenden Fall durch Unterschiede in der Landnutzung o.ä. zu erklären. Zu Beginn der Durchführung der multiplen Regressionsanalyse auf die einzelnen $r_a(j)$ wird für alle Variablen jeweils der einfache Korrelationskoeffizient berechnet. Es sollen wieder die beiden Fälle, 30 bzw. 33 Flußgebiete (d.h. ohne bzw. mit Würm, Amper und Mangfall) herangezogen werden.

Bei Abwesenheit größerer Seenflächen (Abb. 44) ist der Zusammenhang zwischen den $r_a(j)$ und dem Waldanteil über die gesamte Breite der Verschiebungen statistisch gesichert; die statistische Irrtumswahrscheinlichkeit liegt unter 5 %. Der Betrag des einfachen Korrelationskoeffizienten zwischen $r_a(j)$ und der Feldwasserkapazität erreicht bei einer Verschiebung von einer Woche ein Maximum. Der negative Zusammenhang zwischen dem Versiegelungsgrad und $r_a(j)$ ist plausibel; aufgrund der Tatsache, daß bei der Auswahl der Flußgebiete keine verstädterten Gebiete enthalten sind und somit auch kaum Schwankungen in der Versiegelung vorkommen, sollte man dieses Ergebnis nicht überinterpretieren. Berücksichtigt man darüber hinaus auch die Gebiete mit höherem Seenananteil (Abb. 45), so ändert sich im wesentlichen nur der Betrag der einfachen Korrelationskoeffizienten. Der Seenananteil hat allerdings eine

Abb. 44

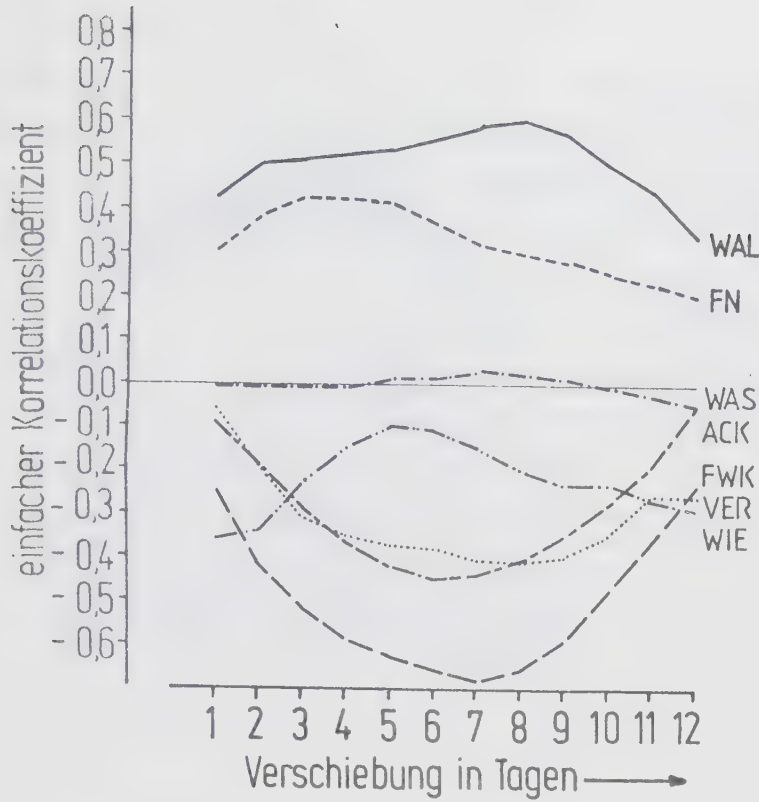


Abb. 45

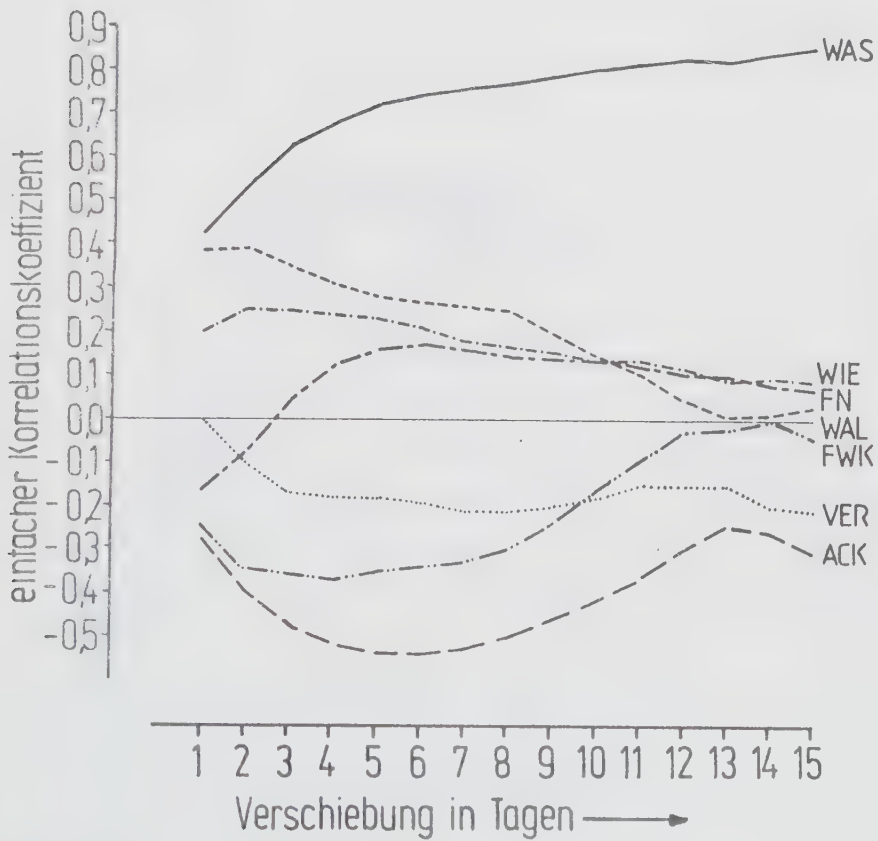


Abb. 44 und 45:

Der einfache Korrelationskoeffizient $r_e(j)$ zwischen den Autokorrelationskoeffizienten $r_a(j)$ und den Gebietsparametern (WAL, WAS, WIE, ACK, VER, FN, FWK) als Funktion der Verschiebung j (Abb. 44: 30 Flußgebiete; Abb. 45: 33 Flußgebiete in Bayern)

dominierende Rolle übernommen. Die Nachweisbarkeit des Einflusses von Wald bzw. Gebietsgröße nimmt bei Zunahme der Verschiebung ab. Die Variable, für die bei den unterschiedlichen Verschiebungen ($j = 1$ bis $j = 12$ Tagen) die höchste Korrelation mit den $r_a(j)$ errechnet worden ist, wird auch beim 1. Schritt der multiplen Regressionsanalyse in die Prozedur aufgenommen.

Im Fall der 30 Flußgebiete wird aus der Berechnung der einfachen Korrelationskoeffizienten zwischen $r_a(1)$ und den übrigen Variablen die Gebietsfläche FN als die am besten korrelierte Größe identifiziert; sie erweist sich nach Durchführung des F-Testes als würdig, in die Regressionsgleichung aufgenommen zu werden, auf deren Form allerdings hier nicht eingegangen wird. Das multiple Bestimmtheitsmaß $r_m^2(1)$ nimmt um ca. 0.1 zu (Abb. 46). Als nächste Variable wird der Ackeranteil aufgenommen. Bei höheren Verschiebungen tritt an die Stelle des Ackeranteils das Versiegelungsprozent, ebenfalls negativ mit den $r_a(j)$ korreliert. Die Rolle des Waldes scheint nach 8 Tagen wieder geringer zu werden, während die Gebietsgröße bereits nach 5 Tagen Verschiebung langsam in ihrer Wirkung auf die Autokorrelationskoeffizienten abnimmt.

In Abb. 47 ist die Zunahme des multiplen Bestimmtheitsmaßes nach Einbeziehung der ersten Variablen für den gesamten Satz der Einzugsgebiete (33) eingetragen. Aus ihm erkennt man bereits wie in der Abb. 46 die Reihenfolge der Aufnahme der Regressoren für die unterschiedlichen Zeitverschiebungen. Der Seenanteil ist die dominierende Variable, der Waldanteil tritt nur bis zu $j = 10$ Tagen als Regressor auf, während der Einfluß der Gebietsgröße bei allen Verschiebungen signifikant bleibt. Das multiple Bestimmtheitsmaß r_m^2 erreicht nach einer Verschiebung von 8 Tagen Werte von über 0.80, was bedeutet, daß die Schwankung der $r_a(8)$ bei den 33 Flußgebieten zu mehr als 80 % durch die Variablen Seenanteil, Waldprozent, Gebietsgröße und Versiegelungsgrad erklärt werden können.

Es muß allerdings angemerkt werden, daß damit noch kein kausaler Zusammenhang gegeben sein muß, obwohl die gefundenen Ergebnisse qualitativ gesehen eine gewisse Plausibilität zeigen. Zusammenfassend kann aufgrund der untersuchten Einzugsgebiete folgendes festgestellt werden (S. 84):

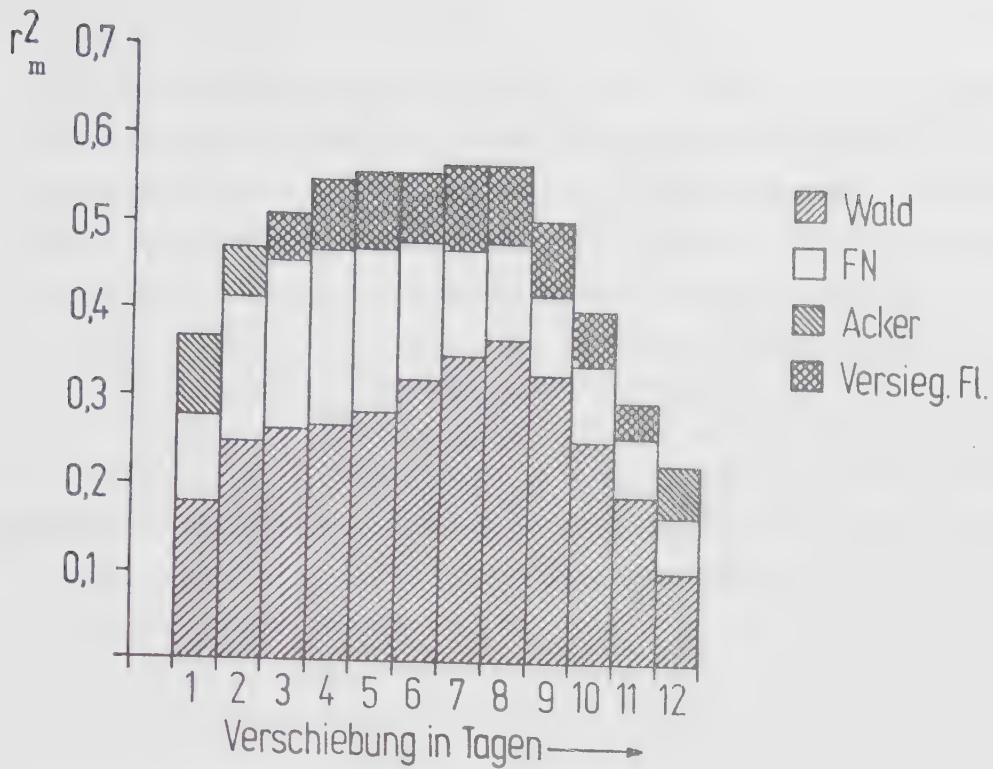


Abb. 46: Das multiple Bestimmtheitsmaß nach Einbeziehung der wichtigsten Variablen für unterschiedliche Verschiebungen (j) (basierend auf 30 Flußgebieten)

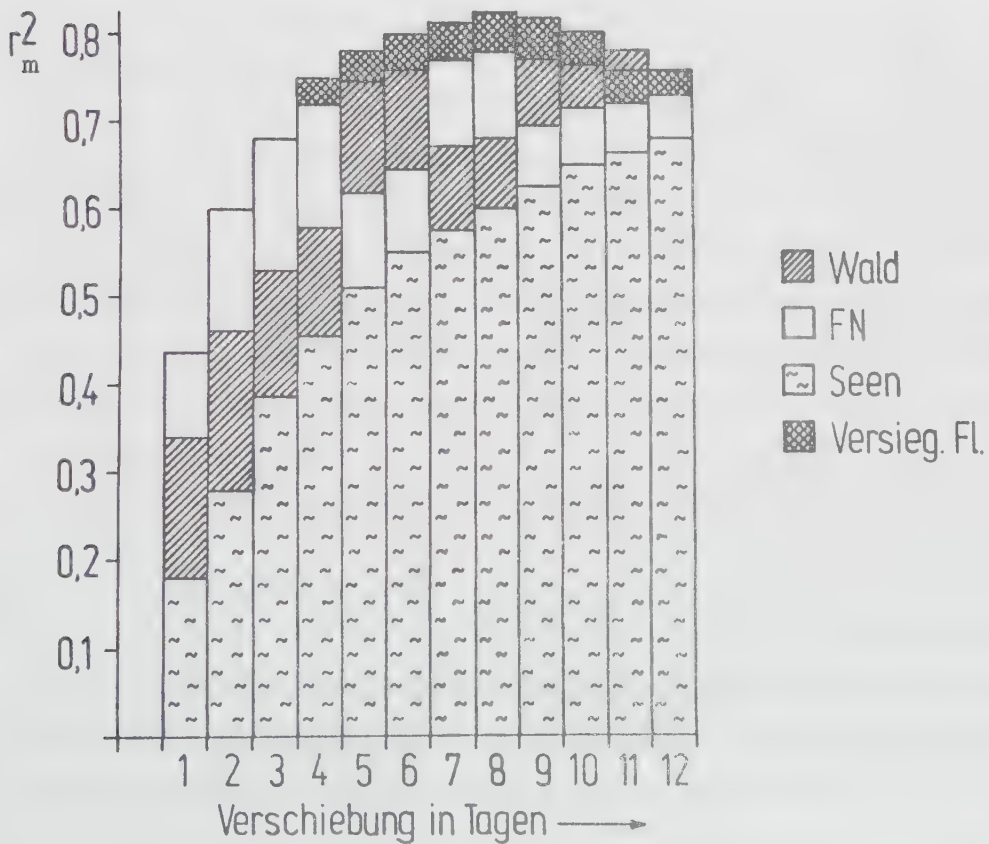


Abb. 47: Das multiple Bestimmtheitsmaß nach Einbeziehung der wichtigsten Variablen für unterschiedliche j [basierend auf 33 Flußgebieten, d.h. mit Amper (FFB), Würm (STA) und Mangfall (SM)]

- a) Der Seenanteil muß als der überragende Wirkungsfaktor hinsichtlich des Verlaufs der Autokorrelationsfunktion bezeichnet werden. Die Seen sind offensichtlich die Landschaftselemente, die das Abflußverhalten von Flüssen im Sinne einer Retentionszunahme modifizieren.
- b) Der Wald kann als zweitwichtigstes Element hinsichtlich des Retentionsverhaltens eines Flußgebiets betrachtet werden. Nach einem Zeitraum von ca. 10 Tagen kann allerdings der Einfluß des Waldes nicht mehr nachgewiesen werden.
- c) Die Feldwasserkapazität, als Maß für den Bodenwassergehalt, tritt zwar als Regressor nicht auf, ist aber eine nicht zu unterschätzende Größe; FWK wird vom Merkmal Wald überdeckt.
- d) Die Gebietsgröße spielt zwar nicht die erwartete Rolle, ist aber als Wirkungsfaktor bei fast allen Verschiebungen präsent. Je größer ein Flußgebiet ist, desto flacher fällt offensichtlich seine Autokorrelationsfunktion ab.
- e) Der abflußbeschleunigende Effekt von versiegelten Flächen wird lediglich am Vorzeichen der Einzelkorrelationskoeffizienten $r_e(j)$ ersichtlich; da die Bebauung von Flußgebiet zu Flußgebiet wenig variiert, ist das tatsächliche Ausmaß des Einflusses nicht abzuschätzen.
- f) Wiesen- und Ackerflächen erscheinen in der multiplen Regressionsanalyse nicht als Regressoren.
- g) Die Geländeneigung, als wesentlicher Faktor beim Abflußvorgang, führt zu keiner entscheidenden Erhöhung des multiplen Korrelationskoeffizienten. Die Bestimmung der mittleren Geländeneigung wurde hierbei nach Auflegen eines Grobrasters auf die topographischen Kartenblätter 1:50000 durchgeführt. Genausowenig zeigt die Größe $(HP-NP):D$ (m/km) irgendeinen signifikanten Einfluß auf die Autokorrelationskoeffizienten (HP: Höhe über NN der höchsten Erhebung im Einzugsgebiet; NP: Höhe des Pegels über NN; D: Horizontale Entfernung zwischen beiden Punkten).
- h) Es kann auch kein Zusammenhang mit der Andauer der Schneedecke nachgewiesen werden.
- i) Ferner ist evident, daß die Einbeziehung aller in a) bis f) vorkommenden 7 Regressoren der Quantifizierung des Zusammenhangs zwischen Autokorrelationskoeffizienten und Gebietsparametern nicht dienlich ist.

Die Ergebnisse, die bei der Untersuchung der Autokorrelationsfunktionen der einzelnen Tagesabflußreihen gefunden worden sind, sind qualitativer

Natur. Man sollte sich noch einmal vergegenwärtigen, daß hier ein multipler Korrelationskoeffizient nicht zwischen den ursprünglichen Abflüssen, sondern zwischen Autokorrelationskoeffizienten und den Flußgebietsdaten berechnet worden ist. Die Verwendung von saisonbereinigten Abflußdaten führt zu kaum anderen Aussagen als die Ursprungsdaten. Es ist ferner klar, daß die getroffenen Feststellungen hinsichtlich der Wirkung von Oberflächen auf den Abfluß von Flußgebieten keine neuen Erkenntnisse darstellen. Umso erstaunlicher ist es allerdings, daß durch Mehrfachkorrelationsrechnungen die bekannten Sachverhalte statistisch nachgewiesen werden können. Die Einbeziehung weiterer Einzugsgebiete möglichst mit einer großen Variationsbreite der Landnutzungsanteile ließe wesentlich mehr Aufschlüsse erwarten.

4.2. Der monatliche Abfluß

Die Untersuchungen der täglichen Gebietsabflüsse wurde ohne Berücksichtigung des Gebietsniederschlags durchgeführt, da dieser auf Tagesbasis nicht ermittelt vorliegt, und die Berechnung solcher Tagesmittel über das Ziel dieser Arbeit hinausginge. Dagegen liegen für eine größere Anzahl von Flußgebieten die Monatswerte für beide hydrologischen Größen vor. Es soll in der Folge durch die Analyse der Monatswerte untersucht werden, inwieweit die Landnutzung für die unterschiedliche zeitliche Abfolge von Niederschlag und Abfluß, somit das Retentionsvermögen, verantwortlich gemacht werden kann. Der monatliche Gebietsniederschlag wurde für eine Reihe von Gebieten vom DWD berechnet und wird auch in den Gewässerkundlichen Jahrbüchern veröffentlicht. Die folgende Untersuchung erstreckt sich auf den Zeitraum 1961 - 1975 (180 Monate).

4.2.1. Korrelation zwischen den Gebietsmitteln des Niederschlags und des Abflusses

Die Ergebnisse aus den Korrelationsrechnungen zwischen A und N werden nun mit den Gebietskenngrößen in Beziehung gebracht, um die im Kap. 4.1. gefundenen Ergebnisse zu überprüfen. Analog zur Autokorrelation wird ein Kreuzkorrelationskoeffizient r_k eingeführt:

$$r_k(j) = \frac{\sum_{i=5}^n (A_i - \bar{A}) \cdot (N_{i-j} - \bar{N})}{\sqrt{\sum_{i=5}^n (A_i - \bar{A})^2 \sum_{i=5}^n (N_{i-j} - \bar{N})^2}} \quad (19),$$

wobei

A_i = Gebietsabfluß im Monat i , N_i = Gebietsniederschlag im Monat i
 $\bar{A}$, $\bar{N}$ = Gebietsmittel der Periode 1961 - 1975
 n = Anzahl d. Monate (15 12-4), j = Verschieb. in Mon. $j = 0, \dots, 4$

Hierbei wird der Abfluß des laufenden Monats i mit dem Niederschlag des gleichen Monats ($j=0$) und in der Folge mit dem des Vormonats ($j=1$) etc. in Beziehung gebracht; im Mittel ist zu erwarten, daß der Zusammenhang mit zunehmender zeitlicher Verschiebung loser wird. Während die relativ kurze Gesamtdauer von 15 Jahren keine Differenzierung nach einzelnen Monaten zuläßt (MERKL, 1973), ist die Berechnung der Kreuzkorrelationsfunktion für die Abfolge der 178 laufenden Monate statistisch unbedenklich. Die Signifikanzschwelle für $r_k(j)$ für die statistische Sicherheit von 95 % liegt bei ca. 0.15. In Tab. 14 sind diejenigen Flußgebiete zu finden, für die sowohl Gebietsabfluß als auch -niederschlag vorliegen. Für diese 27 Flußgebiete ist der Verlauf der Kreuzkorrelationsfunktion $r_k(j)$ in den Abb. 48 bis 52 dargestellt.

Tab. 14: Auswahl der Flußgebiete zur Bestimmung des Zusammenhangs zwischen Gebietsabfluß und Niederschlag

Nördliches Bayern			Südliches Bayern		
Fluß	Nr.	Pegel	Fluß	Nr.	Pegel
Altmühl	182	TL	Günz	108	GZ
Waldnaab	202	WEB	Mindel	110	OF
Haidenaab	204	WI	Zusam	122	PF
Schwarzach	212	WR	Wertach	144	TÜ
Schw. Regen	222	TE	Paar	162/4	MA
Regen	222/4	CH	Abens	168	AU
Ilz	272	KA	Ammer	241	WM
Roter Main	300	BT	Amper	241/3	FFB
Itz	322	CO	Würm	246	STA
Baunach	324	LH	Vils	274/6	GM
Pegnitz	344/6	N	Traun	286	ST
Aisch	352	LM	Isen	287	SM
Reiche Ebrach	354	HD			
Fränk. Saale	368	BK			
Sinn	372	MS			
Sächs. Saale	406	HO			
Rodach	312	ULS			

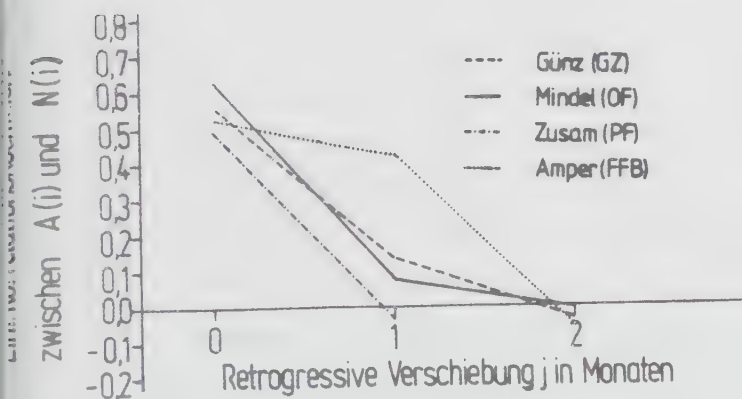
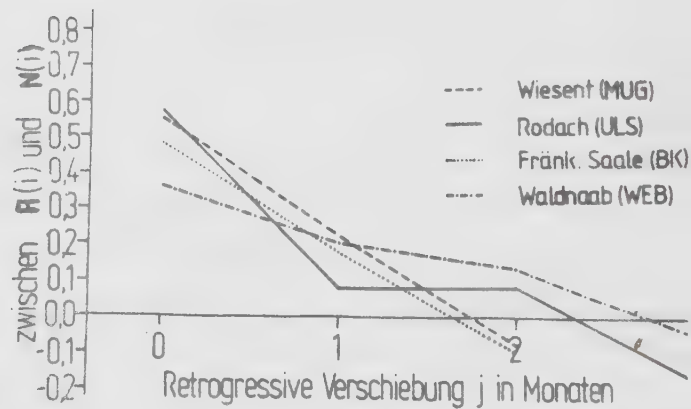
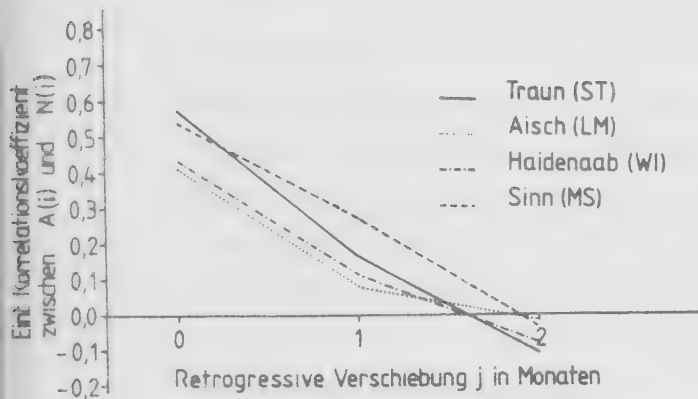
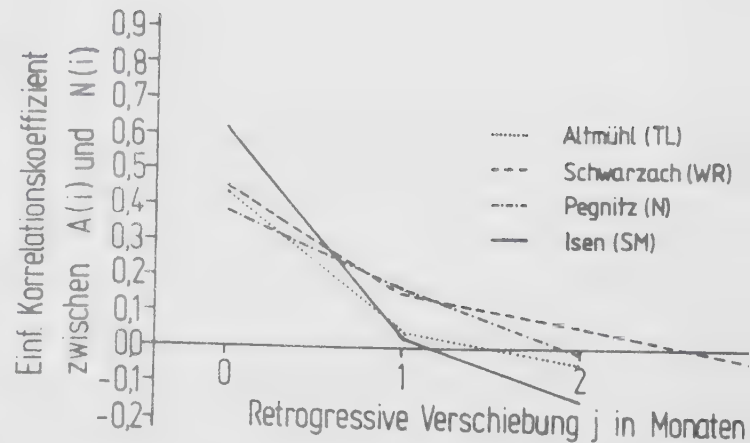
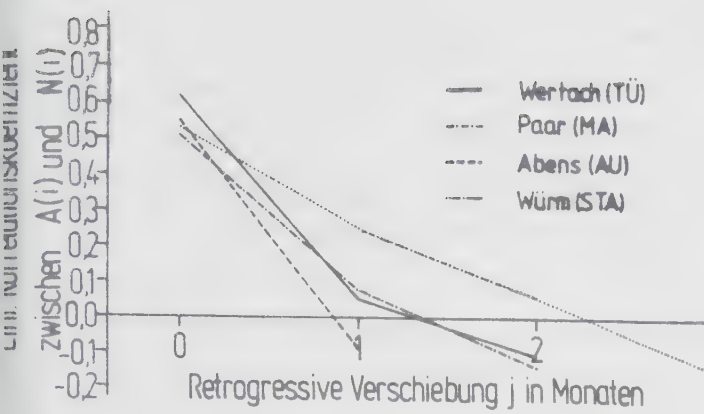


Abb. 48 bis 52:

Korrelationskoeffizient zwischen Monatsabfluß $A(i)$ und Monatsniederschlag $N(i-j)$ bei retrogressiver Verschiebung $j=0,1,2,3$ für bayerische Einzugsgebiete

Der Abszissenwert aus dem Schnittpunkt der Kurven mit der Signifikanzschwelle (0.15) wird als Maß ψ für diejenige Zeitverschiebung angesehen, für die gerade noch ein statistischer Zusammenhang zwischen N und A gegeben ist. Je kleiner ψ wird, desto schneller reagiert das Flußgebiet auf den Niederschlag; ψ nimmt je nach Flußgebiet Werte zwischen 0.5 und 1.6 Monaten an.

Es ist klar, daß die Verwendung von Monatsmitteln nur sehr unsichere Aussagen zuläßt. Prinzipiell könnte man ψ statt auf $r=0.15$ auch auf $r=0.00$ (Nulldurchgang) beziehen.

4.2.2. Landnutzung und "Zeitverschiebung ψ "

Über das in Kap. 4.2.1. definierte ψ wird versucht, die bereits gewonnenen Erkenntnisse hinsichtlich der auf das Retentionsvermögen wirkenden Faktoren zu vertiefen. Zu diesem Zweck wird das multiple Regressionsverfahren erneut angewendet. Primär werden wieder die einfachen Korrelationskoeffizienten zwischen der Zeitdauer ("Dauer des Zusammenhangs" zwischen N und A) und den Gebietsgrößen berechnet (Tab. 15).

Tab. 15: Einfache Korrelationskoeffizienten r_e (27 Flußgebiete) zwischen Zeitdauer ψ und Gebietskenngrößen.

$r_e (WAS, \psi) = 0.55$	$r_e (VER, \psi) = -0.16$
$r_e (WAL, \psi) = 0.13$	$r_e (FN, \psi) = 0.05$
$r_e (WIE, \psi) = 0.13$	$r_e (FWK, \psi) = -0.13$
$r_e (ACK, \psi) = 0.37$	

Entsprechend dieser Aufstellung wird als erster Regressor der Seenan-
teil herangezogen ($r_e^2 = r_m^2 = 0.30$).

Als nächster Regressor wird das Waldprozent errechnet, wodurch das multiple Bestimmtheitsmaß auf 0.36 zunimmt; der dritte und letzte Regressor ist die Gebietsgröße (Tab. 16).

Tab. 16: Zunahme des multiplen Bestimmtheitsmaßes zwischen ψ und den Gebietsparametern

	mit größeren Seen	ohne größere Seen
1. Regressor	WAS $r_m^2 = 0.31$	WAL $r_m^2 = 0.35$
2. Regressor	WAL $r_m^2 = 0.36$	-
3. Regressor	FN $r_m^2 = 0.40$	-

Läßt man die Einzugsgebiete außer Acht, die einen hohen Seenanteil besitzen, so erhält man folgende Ergebnisse: Der einfache Korrelationskoeffizient r_e zwischen den unabhängigen Variablen nimmt nur beim Merkmal "Waldprozent" einen Wert an (0.35), bei dem ein statistisch gesicherter Zusammenhang (Irrtumswahrscheinlichkeit 5 %) gegeben ist. Infolgedessen wird auch bei der multiplen Regressionsanalyse WAL als erster Regressor gezogen; ein weiterer Regressor wird nicht gefunden. Durch die Berechnung der Kreuzkorrelationskoeffizienten und der anschließende Versuch einer multiplen Regressionsanalyse (mit Hilfe der Definition von ψ) können somit keine weiteren Erkenntnisse gewonnen werden, die über die Aussagen in Kap. 4.1.2. hinausgingen. Der Einfluß der Wälder, Seenflächen und der Gebietsgröße auf die Abflußverzögerung kann andeutungsweise bestätigt werden (Tab. 16). Weitere Aussagen wären auch in diesem Fall nur möglich, wenn eine größere Anzahl von Flußgebieten mit Gebietsniederschlag bzw. -abfluß vorläge. Eine Verlängerung des Bezugszeitraumes auf 20 oder 25 Jahre wäre ebenfalls für die Aussagekraft von Nutzen. ψ als Maß für die Dauer des Zusammenhangs zwischen Niederschlag und Abfluß ist im übrigen auch abhängig von der Filterung der Ursprungsdaten. Würde man die Monatsmittel von Niederschlag und Abfluß ungefiltert zur Berechnung der Kreuzkorrelationsfunktion heranziehen und wie in obigem Fall definieren, so erhielte man für die einzelnen Flußgebiete (27) zwar absolut höhere Werte, jedoch qualitativ dieselben Abhängigkeiten von den Gebietsparametern. Aus dem schrittweisen Ziehungsverfahren ergibt sich in diesem Fall die folgende Reihenfolge für die Regressoren: Wald ($r_m^2 = 0.28$), Seenfläche ($r_m^2 = 0.52$), Gebietsgröße ($r_m^2 = 0.60$). Für die restlichen Größen gibt es in beiden Fällen keine gesicherten Anhaltspunkte, was nicht bedeutet, daß es tatsächlich keine Auswirkungen gibt.

4.3. Die Wirkung anthropogener Maßnahmen auf den Wasserhaushalt

Im folgenden wird versucht, eine kurze Übersicht über die Rolle der Landnutzung hinsichtlich der Wasserhaushaltsgrößen Verdunstung, Abfluß und Niederschlag zu geben. Es sollen einerseits die Ergebnisse aus den bisherigen Kapiteln zusammengefaßt werden; andererseits soll ein Bezug zu den zahlreichen Ergebnissen aus der Literatur bis 1984 hergestellt werden. (Die späte Drucklegung dieser Arbeit wird durch einen Ausspruch des römischen Schriftstellers Terenz erhellt: Pro captu lectoris habent sua fata libelli.)

4.3.1. Die Rolle des Waldes

Von allen Bodennutzungsarten - abgesehen von offenen Wasserflächen - besitzt der Wald unter vergleichbaren Standortbedingungen die höchste Verdunstungsrate. Dies gilt vor allem dann, wenn es sich dabei um eine ganzjährige Vegetationsdecke handelt. Von ausschlaggebender Bedeutung ist hierbei, daß die sich über das ganze Jahr erstreckende Interceptionsverdunstung hoch ist. Bei Nadelwäldern liegt die Menge an Niederschlag, die den Erdboden erreicht, bei ca. 75 % und bei Laubwäldern bei rd. 90 %. Infolge der geringeren Albedo nimmt der Wald verhältnismäßig viel von der zugestrahlten kurzwelligeren Energie auf und kann diese zur Transpiration verwenden.

Wie bereits die Literaturübersicht aus Kap. 3.4. zeigt, weisen infolge ihrer längeren Vegetationszeit Nadelhölzer eine durchschnittlich höhere Verdunstung als Laubwälder auf. BRECHTEL und V. HOYNINGEN-HUENE (1978) ermitteln für das Trinkwasserschutzgebiet Frankfurt eine Gesamtverdunstung der Nadelwälder von 607 bis 615 mm und für die Laubwälder einen Betrag von 579 mm. Auch aus der vorliegenden Untersuchung geht hervor, daß die niedrigere Gesamtverdunstung in Nordbayern zu einem gewissen Teil durch den höheren Anteil des Landwaldes am Gesamtwald zustandekommt. Infolge des variierenden Blattflächenindex ergibt sich ferner eine Abhängigkeit der Evapotranspiration von Bestandsalter und -aufbau. Eine entscheidenden Einfluß auf die Evapotranspiration übt darüber hinaus der Standort aus.

Als direkte Folge der hohen Evapotranspiration der Wälder ergibt sich ein verminderter Gesamtabfluß. Das bedeutet, daß eine Rodung der Wälder einen Mehrabfluß verursacht. Für die bayerischen Untersuchungsgebiete

liegt dieser, bezogen auf den Niederschlag beim Vergleich "ursprüngliche Waldlandschaft" und Konversion der jetzigen Wälder in Grünland, bei rd. 17 bzw. in versiegelte Flächen bei ca. 30 %. Diese Ergebnisse stimmen sehr gut mit denjenigen aus BLÖCHERS (1972) Literaturübersicht überein, welche sich auf Untersuchungen in der Schweiz, CSSR, USA, Japan und Deutschland bezieht.

Es erscheint zunächst als Widerspruch, daß sich der Wald trotz hoher Verdunstungsrate durch eine ebenfalls große Retentionskapazität hinsichtlich der abfließenden Wassermengen auszeichnet, also den Bodenwasserhaushalt auf hohem Niveau zu halten imstande ist. Dies ist nach BAUMGARTNER (1982) möglich, weil der Waldschirm den nötigen Energietransfer in Richtung Erdoberfläche vermindert und so die Austrocknung des Bodens verlangsamt.

Als eine der Folgen ist die geringe Sickerrate zum Grundwasser, d.h. damit die geringe Grundwasserspense zu nennen. Die Wirkung des Waldes auf die zeitliche Verteilung des Abflusses besteht zum einen in der Glättung kurzfristiger Hochwasserwellen, wie es für ein rumänisches Einzugsgebiet in Abb. 53 (MITTA, 1980) dargestellt wird.

Zum anderen ist Wald als einzige Bodennutzungsart fähig, auch auf überregionale Hochwasser dämpfend zu wirken. Hochwasserabflüsse aus bewal-

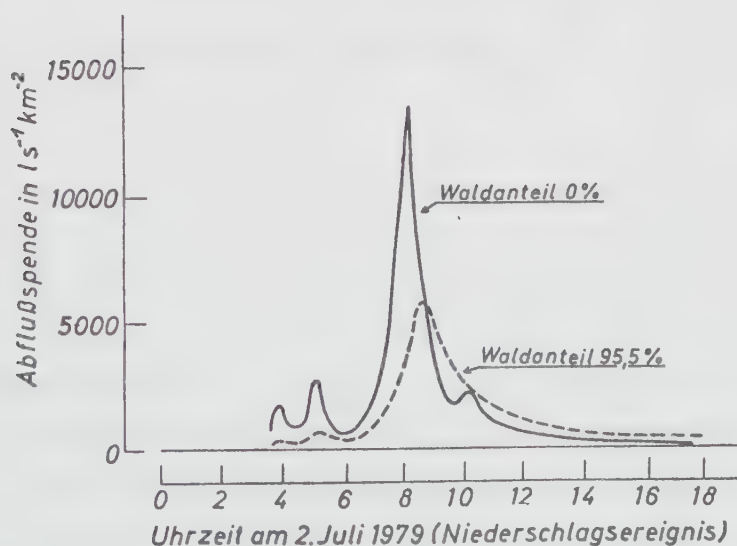


Abb. 53: Wirkung des Waldes auf die zeitliche Verteilung des Abflusses (nach MITTA, 1980)

deten Einzugsgebieten werden nicht nur bei Schneeschmelze, sondern auch generell im Abflußjahr über einen längeren Zeitraum verteilt, was in Kap. 4.2.2. auch für die Untersuchungsgebiete nachgewiesen werden konnte. Wald ist insbesondere, wenn es sich um (edaphisch) gute Standorte handelt, nach den Seen die Landnutzungsart, die den Abfluß in den Flüssen an stärksten verzögert.

Wald wirkt ferner als Schutz vor Erosion und Lawinen und nimmt schließlich hinsichtlich der Qualität des abfließenden Wassers im Vergleich zu allen anderen Landnutzungsarten eine überragende Stellung ein. Ein Fortschreiten der in den letzten Jahren aufgetretenen (neuartigen) Waldschäden [Bayern: 47% (1983), 57% (1984), 61% (1985) der Gesamtwaldfläche] stellt somit auch für den Wasserhaushalt ganzer Flußgebiete eine nicht zu unterschätzende Gefahr dar.

4.3.2. Landwirtschaftliche Nutzflächen und Wasserhaushalt

In den letzten Jahren führte einerseits die Auflassung landwirtschaftlicher Nutzflächen, andererseits eine verstärkte Technisierung und Intensivierung der landwirtschaftlichen Nutzung des Bodens zu einer Beeinflussung des Wasserhaushalts. Nach KUNTZE (1972) hat in der BRD in den beiden zurückliegenden Dezennien eine Verminderung der landwirtschaftlichen Flächen um 8% stattgefunden. Gleichzeitig wurden eine sprunghafte Zunahme des Maisanbaus, ein Rückgang der Hack- und Blattfruchtflächen und eine Ausweitung der künstlichen Bewässerung in den Wassermangelgebieten beobachtet. Hinsichtlich des Wasserverbrauchs von Grünland und Ackerpflanzen bestehen nach wie vor große Unklarheiten. Es steht allerdings fest, daß der absolute Wasserverbrauch eine Funktion der Vegetationszeit ist. Von den meisten Autoren wird die Meinung vertreten, daß die spezifische Verdunstung von Ackerflächen demzufolge etwas geringere Werte als diejenige von Dauergrünland aufweist, was in der Literaturübersicht in Kap. 3.4. nachgelesen werden kann. Nach BRECHTEL und V. HOYNINGEN-HUENE (1978) können bei vergleichbaren Standortverhältnissen die Jahreswerte der Gesamtverdunstung von Acker aber durchaus höher sein. Basierend auf den Daten von KELLER (1971) wird unter Berücksichtigung der jeweiligen Flächenanteile der Hauptagrarnutzungsarten eine mittlere spezifische Verdunstung von 0.9 für die Ackerpflanzen errechnet. Dieser Faktor wurde aus den einzelnen spezifischen Verdunstungen der folgenden Agrarnutzungsarten ermittelt: 0.6 für Kar-

toffeln, 0.8 für Futterrüben, 1.0 für Weizen und Roggen, 0.8 für das übrige Getreide und 1.1 für Zuckerrüben und Klee. Man sieht, daß diese - auf Grünland normierten - Faktoren je nach Nutzungsart (und Ertrag) stark differieren. Der Mittelwert von 0.9 steht in guter Übereinstimmung zu den für die bayerischen Flußgebiete ermittelten spezifischen Faktoren, welche je nach Gebiet Werte zwischen 0.85 und 1.00 annehmen. Diese Ergebnisse machen aber deutlich, daß Umwandlungen innerhalb der Landwirtschaft, z.B. die Konversion von Acker- in Grünland und umgekehrt, oder auch Flächenproduktionssteigerungen (in den meisten Gebieten Bayerns) keine allzu sehr ins Gewicht fallenden Folgen für den Wasserhaushalt der Einzugsgebiete im Untersuchungsraum nach sich ziehen dürften (vgl. Kap. 3.6.).

Gesamtökologisch gesehen ist natürlich die großflächige Umwandlung (so auch z.B. die Anlage von Golfplätzen) durchaus nicht immer positiv zu bewerten. Wenn auch der Effekt der Bewässerung - jährlicher Zuwachs der bewässerten Flächen in der BRD: 60 km^2 - lokal und regional nicht unterschätzt werden darf (WOHLRAB, 1973), so sind landesweit nur geringe Auswirkungen wahrscheinlich (vgl. Kap. 4.3.7.). Ähnliches kann bezüglich der nicht mehr landwirtschaftlich genutzten Flächen festgestellt werden, welche sich in Bayern hauptsächlich auf das westliche Oberbayern und Oberfranken verteilen.

Markante Änderungen im hydrologischen Regime sind nur dann zu erwarten, wenn frühere Agrarflächen in Stauseen verschwinden, der Bebauung anheimfallen oder wiederaufgeforstet werden.

4.3.3. Flußregulierung und Einrichtung von künstlichen Seen

Kein Fluß in Bayern besitzt heute mehr seinen ursprünglichen Verlauf und sein früheres Aussehen beispielsweise aus der Zeit des 18. Jahrhunderts. Die zwangsläufige Konsequenz des ersten Spatenstichs ist eine Kette von Stauhaltungen, wie das Beispiel Lech gut demonstriert. Die Anlage einer einzigen Kraftwerkstufe erfordert Korrekturen am ganzen Flußlauf (WILHELM, 1966). Durch Flußkorrekturen unter gleichzeitiger Beseitigung der Ufervegetation werden die Retentionsräume in der Umgebung des Flusses reduziert und zudem die Grundwasserverhältnisse stark verändert. Die Flußregulierungen, die vielfach von Eintiefungen bis hin zum Durchschlag der Flußsohle begleitet sind, stellen Maßnahmen dar, die die Form von Hochwasserwellen verändern. Als Gegenmaßnahmen dazu

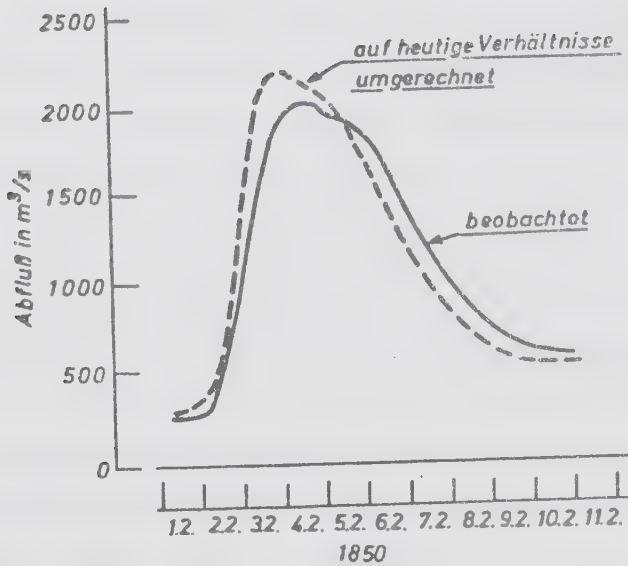


Abb. 54: Hochwasserwelle am Pegel Kelheim - 1850 und heute (d.h. auf heutige Verhältnisse umgerechnet) (UNBEHAUEN, 1973)

müssen Speichersysteme errichtet werden, die allerdings auch zur Trinkwassergewinnung und Stromerzeugung herangezogen werden können. Nach KELLER (1980) wurden in den letzten 100 Jahren die Hochwasserspitzen der Donau bei Ulm höher und schneller; die Laufzeit verkürzte sich für eine 25 km lange Flußstrecke infolge flußtechnischer Maßnahmen von 10 auf 2 Stunden.

Mit Hilfe eines mathematischen Modells werden von UNBEHAUEN (1973) einzelne Abflußganglinien von Hochwasserereignissen an Donau und Lech auf die heutigen Abflußverhältnisse umgerechnet. In Abb. 54 sind für den Pegel Kelheim einerseits die beobachtete Hochwasserwelle aus dem Jahre 1850, andererseits die Welle eingezeichnet, die sich bei ähnlichen meteorologischen und pedologischen Voraussetzungen und den jetzigen veränderten Abflußverhältnissen ergeben würde. Man erkennt, daß die entsprechende heutige Hochwasserwelle sowohl steiler als auch um 10 % höher wäre und zudem wenigstens 12 Stunden früher aufträte. Analoges erkennt man in Abb. 55, in der das Lechhochwasser von 1940 mit den jetzigen Verhältnissen verglichen wird. Als zusätzliche Simulation ist die Abflußganglinie für den Fall der Inbetriebnahme der Speicher Forggensee und Grüntensee eingetragen. Man erkennt hierbei gut die hochwasserspitzenvermindernde Wirkung von Rückhaltebecken.

Im Rahmen des Energieausbaus von Flüssen und Seen ergeben sich teilweise beträchtliche Veränderungen der Einzugsgebiete (WILHELM, 1966). Das heutige Einzugsgebiet des Walchensees wurde infolge von Isarüberleitung und Rißbachzuführung von 74 km^2 auf mehr als das 10-fache vergrößert.

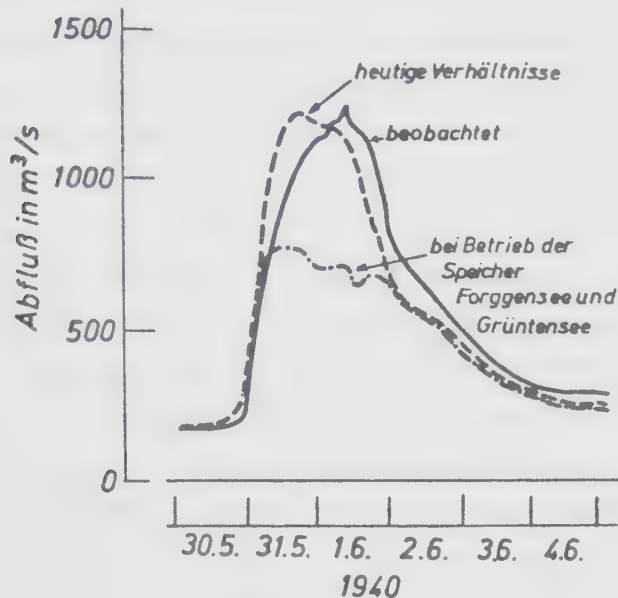


Abb. 55: Das Lechhochwasser - 1940 und heute [d.h. auf heutige Verhältnisse umgerechnet (nach UNBEHAUEN, 1973)]

Ähnliches geschah mit dem Einzugsgebiet des Achensees, das sich von 107 auf 220 km^2 vergrößerte.

Eine noch weitgehendere Umgestaltung der bestehenden hydrologischen Verhältnisse stellt im Rahmen des Großprojektes "Main - Donau - Kanal" die Überleitung von Wasser aus dem Niederschlagsgebiet der Donau in das des Mains dar. Ziel dieser Maßnahme ist es, die naturbedingte, wasserwirtschaftliche Benachteiligung Nordbayerns abzumildern. Rd. 300 Millionen m^3 Wasser sollen künftig über zwei Systeme ins Regnitz-Main-Gebiet fließen: Zum einen soll Wasser über mehrere Stauhaltungen des z.T. fertiggestellten Main-Donau-Kanals und ein Ausgleichsbecken an der Kleinen Roth an das nordbayerische Flußsystem abgegeben werden und zum anderen ist vorgesehen, das "entbehrliche" Wasser der Altmühl in seinem Ausgleichsbecken zu sammeln und über einen 9 km langen Überleitstollen dem Brombachspeicher zuzuführen.

Die Größe der künstlichen Stauseen liegt, falls die vorgesehenen Füllungen erreicht werden können, in der Größenordnung von Schliersee im Falle des "Rothsees" (2.1 km^2) und von Kochelsee im Falle des "Altmühlsees" (5.6 km^2). Die Fläche des "Brombachsees" beträgt mit ca. 12.7 km^2 mehr als die von Tegernsee und Schliersee zusammen. Auch wenn man eine äußerst behutsame und "landschaftsschonende" Durchführung des gigantischen Projekts unterstellt, sind irreversible Änderungen in dem Ökosystem eines ganzen Gebiets die Folge. Ob die Schaffung einer Art "Fränkischen Seenplatte" in diesem Wassermangelgebiet, abgesehen von eventuellen Auswirkungen auf das Regionalklima, u.U. die positiven Folgen für die Wasserversorgung durch die Wasserüberleitung wieder reduziert, soll an dieser Stelle nicht untersucht werden.

Fest steht, daß Wasserflächen neben Wäldern die verdunstungsintensivsten Elemente in der Landschaft darstellen, was auch die Literaturübersicht in der Tab. 8 deutlich zeigt. Die Verdunstungshöhe von Stauseen, Baggerseen oder natürlichen Seen sind einerseits von den meteorologischen Faktoren wie Einstrahlung, Luftfeuchtigkeit, Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit sowie andererseits von Relief und Uferbewuchs und von der Größe der Seenfläche abhängig. Die Differenz zwischen jährlicher Land- und Seenverdunstung läßt sich nach einer Empfehlung für die Gestaltung und Nutzung von Baggerseen (KWK, 1978) aus dem Jahresmittel der Lufttemperatur, einem Speicherfähigkeitsbeiwert für den Oberboden und dem Grundwasser-Flurabstand grob abschätzen. Für einen Baggersee im tertiären Hügelland (Lößboden und Grundwasserspiegel in 75 cm Tiefe) ergäbe sich ein Plus von 135 mm in der Verdunstung im Vergleich zum Umland. Auf ähnliche Werte kommt man durch das in Kap. 3.5. beschriebene Verfahren, wenn man den Korrekturfaktor mit 0.95 ansetzt und als Umgebung Grünland annimmt. Wesentlich größere Differenzen treten aber in Gegenden auf, wo sandiger Boden und großer Grundwasser-Flurabstand vorherrschen bzw. die aktuelle weit unter der potentiellen Verdunstung liegt (z.B. Raum Nürnberg). In Bayern kann die Frage nach den Einflüssen von Seen auf die Gebietsbilanz nicht übersehen werden, da es aktuell 25 Seen von mehr als 1 km^2 Oberfläche mit rund 250 km^2 Gesamtfläche gibt. Die natürlichen Überschwemmungsgebiete sind zwar in den letzten Jahrzehnten infolge von anthropogenen Maßnahmen stark zurückgegangen, können aber immer noch das 3-fache der Wasserfläche der größten Seen betragen. Bei extremen Hochwasserereignissen, wenn Bäche, Flüsse und Seen über die Ufer treten, können maximal noch 5 % der Gesamtfläche Bayerns in Mitleidenschaft gezogen werden (STROBEL, 1977).

Welche Rolle den natürlichen Seen als Ausgleichsbecken im Flußlauf zukommt, wurde in den Kapiteln 4.1. und 4.2. aufgezeigt. Als zusätzliche Information zur Funktion der Wasserfläche als Puffer wird in Anlehnung an HANSELMANN (1970) das Verhältnis der Tage mit abfallendem zu denjenigen mit zunehmendem Abfluß für einige Pegel kleinerer bayerischer Einzugsgebiete $FN < 500 \text{ km}^2$ in der nachfolgenden Aufstellung gegeben; die Auszählung erfolgte für den Zeitraum 1966 bis 1975. Man sieht, daß hierbei die Würm den kleinsten Wert annimmt, was bedeutet, daß der Starnberger See hinsichtlich des Abfluvorgangs eine ausgleichende Rolle spielt. Der niedrigere Wert kann vor allem darauf zurückgeführt wer-

Tab. 17: Verhältnis der Tage mit abfallendem zu zunehmendem Abfluß $A(j)$ jeweils auf den Abfluß des vorherigen Tages $A(j-1)$ (Periode 1966-1975)

Glonn	1.4	Würm	1.2	Pegnitz	1.5
Schmutter	1.3	Traun	1.9	Reiche Ebrach	1.4
Abens	1.3	R. Main	1.7	Wern	1.5
Vils/Ndby.	1.3	Fr. Rezat	1.2	Sinn	2.2

den, daß die Wasserstandshebungen bei Niederschlagsereignissen viel langsamer vorsichgehen und der Abflußscheitel wesentlich später erreicht wird.

4.3.4. Einfluß der Bebauung

Urbanisierung und Straßenbau sind in der Lage, den Wasserhaushalt von Einzugsgebieten spürbar zu verändern. Die Vergrößerung der Siedlungsflächen ist mit einem deutlichen Anwachsen der versiegelten Flächen verbunden. Aus der im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Voruntersuchung zur Ermittlung der Landnutzungsverteilung (Kap. 2.3.2.) geht hervor, daß der Versiegelungsgrad in Bayern im Ermittlungsjahr 1972 bei ca. 7 % lag. Der Anteil der versiegelten Flächen lag für die gesamte BRD bei knapp 9 %. Zwischen 1952 und 1976 betrug die Zuwachsrate für Siedlungs- und Verkehrsflächen rund 55 Prozent; der Flächenzuwachs entsprach dabei zwischen 1971 und 1976 rd. 1500 km^2 , d.h. etwa einer Flä-

che der beiden bayerischen Flußgebiete Günz und Mindel; die genannten Zuwachsraten, die auch momentan noch bestehen (1984: BRD - ca. 110 ha/Tag; Österreich - ca. 20 ha/Tag), sollten doch etwas zu denken geben.

In Kap. 3.6. wurde für die ca. 60 untersuchten Einzugsgebiete gezeigt, daß eine Zunahme der versiegelten Fläche auf etwa 40 Prozent der Gesamtfläche das Abflußverhältnis von 0.40 auf 0.65 erhöhen würde. Eine ähnliche Abhängigkeit des Verhältnisses A/N fand LULL (1968) für verstärkte Gebiete im Nordosten der Vereinigten Staaten; in Abb. 56 werden diese Ergebnisse miteinander verglichen:

Die Unterschiede zwischen den beiden Kurven ergeben sich z.T. durch die Tatsache, daß die Komplementärfläche (1.0 - Anteil der versiegelten Flächen) im zweiten Fall Wald darstellt. Nach PLATE (1976) hat die Konversion von Wäldern in bebautes Gelände zur Folge, daß 80 % des Niederschlags oberflächlich oder durch die Kanalisation abfließen und damit auch die Grundwasserspense praktisch auf Null zurückgeht. Nach BRECHTEL und V. HOYNINGEN-HUENE (1978) geht die Grundwasserneubildung in der Rhein-Main-Ebene beim Übergang von nacktem Boden zur Versiegelung

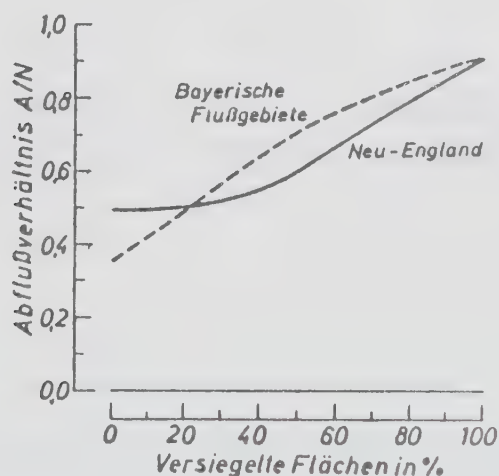


Abb. 56: Das Abflußverhältnis als Funktion der Versiegelungsrate für bayerische Flußgebiete (Kap. 3.6.) und Neuengland (LULL, 1968)

um ca. 400 l/m^2 und von Wald zur Versiegelung um 70 l/m^2 auf Null zurück.

Was für die klimatologisch-hydrologische Größe A/N gilt, wird auch bei Einzelereignissen beobachtet. SCHRÖDER (1976) stellt für das Nidda-Gebiet bei einer Zunahme der Versiegelung von 18 auf 27 % eine Erhöhung des maximalen Abflusses um 25 % fest.

Nach LEOPOLD (1968) nehmen die Hochwasserereignisse bei einer Zunahme der Bebauung von 0 auf 60 % um mehr als das 4-fache zu. Aufgrund der sich in den untersuchten bayerischen Einzugsgebieten nur wenig voneinander unterscheidenden Bebauungsprozenten können diesbezüglich keine Aussagen getroffen werden. Hier erweisen sich die statistischen bzw. stochastischen Methoden wenig sinnvoll. Das häufig angewendete Verfahren der Trendanalyse dürfte hinsichtlich der speziellen Frage nach einer Abflußverschärfung im Hoch- und Niedrigwasser als Folge von Verstädterung auch nicht sehr aussagekräftig sein.

Eine bessere Beschreibung der Niederschlags-Abfluß-Situation läßt sich oft nur mit Hilfe von mathematisch-physikalischen Modellen erzielen (MANIAK, 1973). Wie nachteilig die Folgen einer Zunahme der Verbauung auf das Abflußgeschehen bzw. die Abflußganglinien bei kleinen Einzugsgebieten werden können, ermittelt STREIT (1973) durch Anwendung eines mathematischen Modells. Bei einer Erhöhung der Versiegelung von 10 auf 60 % bei gleichzeitigem Rückgang des Waldanteils von 50 auf 0 % ergeben die Berechnungen dieser Untersuchung eine Steigerung des Spitzenabflusses auf ungefähr das 5-fache und eine Verkürzung des Abflußereignisses um 25 %. Zu ähnlichen Ergebnissen kommt WITTENBERG (1974) durch Modellrechnungen, durch die Versiegelungseffekte auf den Hochwasserabfluß quantifiziert werden.

Zusammenfassend kann festgestellt werden: Urbanisierung führt zu einer Zunahme der Abflußmenge und zur Beschleunigung des Wasserkreislaufs bei gleichzeitiger Verlangsamung des Grundwasserkreislaufs und geringerer Grundwasserspeicherung. Durch die Zunahme von Siedlungs- und Verkehrsflächen werden die Hochwasserabflußspenden vervielfacht. Selbst in Niederschlagsgebieten mit einigen Hundert km² Fläche ist eine Verdoppelung der Abflußspitzen vorstellbar. Dabei spielt es allerdings eine große Rolle, ob die Urbanisierung pegelnah oder pegelfern ist oder ob sie homogen oder inhomogen auf das Einzugsgebiet verteilt ist. Ferner wirkt sich eine Versiegelung innerhalb der potentiell zur Wassersättigung neigenden Teile des Einzugsgebiets weniger als in zur Trockenheit neigenden Gebieten auf die Erhöhung der Abflußmenge aus. Darüberhinaus wird bei Zunahme der Versiegelung im allgemeinen die Tendenz zu einer Verlagerung maßgebender Hochwasserereignisse aus dem Winter in das Sommerhalbjahr beobachtet (VERWORN, 1982).

Gleichzeitig schwindet mehr und mehr die Möglichkeit, dem Untergrund qualitativ hochwertiges Trinkwasser zu entnehmen (vgl. KREUTZER und HÜSER, 1978). Als Gegenmaßnahmen müssen zur Abflachung der Abflußspitzen

infolge der Versiegelung der Landschaft und der Begradigung der Flüsse künstliche Stauräume geschaffen werden, die den Wasserkreislauf von Einzugsgebieten ihrerseits wieder beeinflussen und zudem zur Lösung des Trinkwasserproblems nur wenig beitragen.

Neben dem Problem der neuartigen Waldschäden stellt die Versiegelung der Landschaft als irreversible Maßnahme eines der Hauptprobleme nicht nur für das Untersuchungsgebiet, sondern auch für ganz Europa dar.

3.5. Landnutzung, Wasserhaushalt und Erosion

Die Entfernung des ursprünglichen Vegetationskleides im Bergland zieht infolge der Zunahme des Oberflächenabflusses gleichzeitig eine Zunahme der Erosion nach sich. Die Forstwirtschaft hat in den vergangenen Jahrhunderten nicht unwesentlich zur Störung des Wasserhaushalts im bayerischen Alpenraum beigetragen. KARL und DANZ (1969) weisen in zwei Untersuchungsgebieten im bayerischen Regierungsbezirk Schwaben nach, daß der Wald als wichtigstes Regulativ von Abflußvorgängen sowohl quantitativ als auch qualitativ an Substanz erheblich eingebüßt hat.

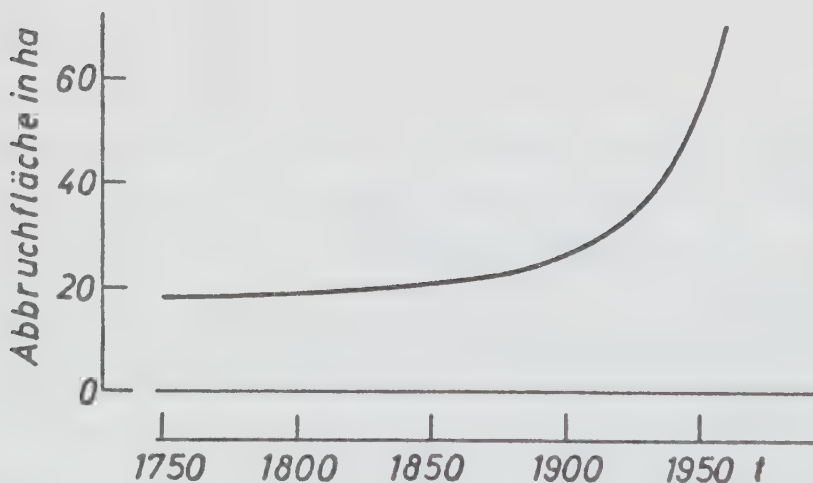


Abb. 57: Die Erosion (Abbruchfläche in ha) seit 1750 im Ostallgäu
(nach KARL und DANZ, 1969)

Auch die Jagdwirtschaft trägt eine Hauptverantwortung für den oft als mangelhaft zu bezeichnenden Zustand des Bergwaldes, da durch das Überhandnehmen des Rotwildes eine artenreiche Naturverjüngung nur mehr eingeschränkt möglich und insbesondere in den Hochlagen eine Vergreisung der Bestände die Folge ist. In Abb. 57 ist für das Halblechgebiet der zeitliche Verlauf der Abbruchflächen als Indiz für die Erosion der letzten 200 Jahre eingetragen (KARL und DANZ, 1969). Eine weitere wesentliche Ursache für die anthropogene Erosion geht auf den Einfluß der Alpenwirtschaft, einmal auf den Viehverbiß und zum anderen auf die Degradation des Bodens durch Viehtritt zurück. Durch die Viehhaltung tritt eine Verdichtung der obersten Bodenschichten ein, so daß die Versickerungsmöglichkeit von Niederschlagswasser stark eingeschränkt ist.

Ähnliche Auswirkungen können großflächige Rodungen zur Anlegung von Skiabfahrten zur Folge haben. Bei unsachgemäßer Begrünung und fehlender Pflege der begrüneten Abfahrtsschneisen kann nach STAUDER (1974) sechs mal soviel Wasser wie im Wald abfließen, was auch direkte Konsequenzen auf die Erosion besitzt.

Die Erosion läßt sich nach FAHN (1981) auch an der jährlichen Verlandungsrate der Seen abschätzen. Für zwei voralpine Seen wird aufgezeigt, daß insbesondere die Rodungsphase ab Beginn des 7. Jahrhunderts eine Vergrößerung der Materialzufuhr um 30 bis 50% bewirkte. Auch die im 19. Jahrhundert einsetzende anthropogen bedingte Reliefgestaltung hatte wenigstens eine Verdoppelung der Materialführung zur Folge.

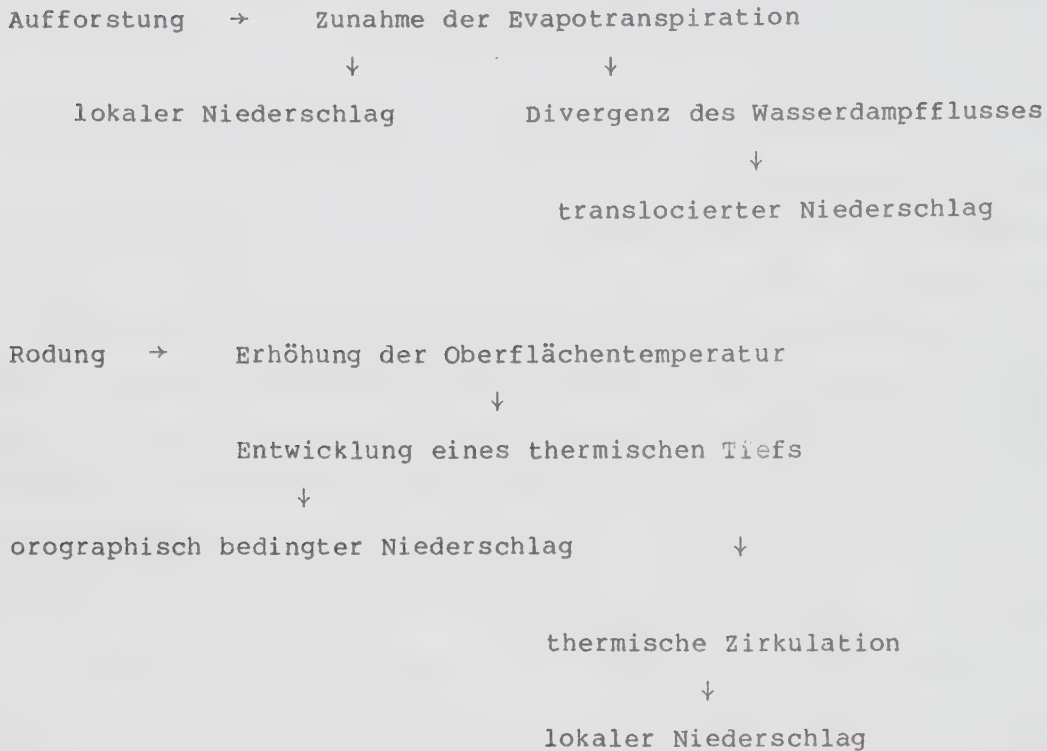
4.3.6. Auswirkung einer veränderten Landnutzung auf den Niederschlag

Die für die beschriebenen Szenarien berechnete Ab- bzw. Zunahme der tatsächlichen Evapotranspiration führt zu einer Verringerung bzw. Erhöhung des Wasserdampfgehalts in der Atmosphäre; dies kann mit einer Änderung der Wasserdampfmenge ("precipitable water") verbunden sein, die schließlich als Niederschlag ausfällt.

Wie groß die Auswirkungen einer veränderten Landnutzung auf den Niederschlag sind, ist aber noch weitgehend unklar. Deswegen wird in Kap. 3.6., in dem die Simulationsrechnungen durchgeführt werden, von einem unveränderten Niederschlagsdargebot ausgegangen. In erster Linie treten Änderungen in der Albedo und Oberflächenrauigkeit auf, die Einfluß auf die Turbulenz besitzen. In Zusammenhang dazu stehen die in Tab. 18

dargestellten Reaktionen, welche für die markantesten anthropogenen Änderungen der Erdoberfläche hinsichtlich einer Niederschlagsbeeinflussung denkbar sind.

Tab. 18: Veränderte Landnutzung und Niederschlag



Man erkennt, daß zwei entgegengesetzte Eingriffe wie Aufforstung und Rodung im Einzelfall positive Konsequenzen auf den Niederschlag ausüben können. BRÜNDL (1980) führt die Verteilung des Niederschlags während der Sommermonate im Großraum München auf einen von Starnberger See, Forstenrieder Park und dem Stadtgebiet ausgehenden kombinierten Effekt zurück.

GARCZYUSKI (1980) beziffert die Erhöhung des Niederschlags in drei amerikanischen Gebieten für den Fall einer Vermehrung der Waldflächen um 50 Prozent mit mehr als 50 mm.

MINTZ (1981) berechnet mit einem allgemeinen Zirkulationsmodell weltweit den Niederschlag als Folge der Bodenfeuchte. Er vergleicht zwei Fälle: Einmal sei der Bodenspeicher mit Wasser gefüllt, d.h. es wird von potentieller Evapotranspiration ausgegangen. Dem Zustand des feuchten Bodens wird ein leerer Bodenspeicher gegenübergestellt, wodurch die

Evapotranspiration fast auf 0 zurückgeht; dieser Fall kommt einer Versiegelung der Landschaft gleich (Szenarium Nr.4). Aufgrund von Vergleichsuntersuchungen für die beiden Ausgangssituationen kommt MINTZ (1981) zu einer drastischen Abnahme des Niederschlags im Juli vor allem in den außertropischen Breiten. Für Mitteleuropa ergibt sich ein Rückgang des mittleren Tagesniederschlags um 1 bis 4 mm. FLOHN (1973) schätzt dagegen die Auswirkung von Landnutzungsänderungen auf den Niederschlag geringer ein. Bei einer mittleren auf 9 bis 10 Tage geschätzten Verweilzeit von Wassermolekülen in der Atmosphäre und einem durchschnittlichen Transport von 500 km pro Tag seien in der Umgebung von Quellen oder Senken latenten Energiestroms keine Auswirkungen wahrscheinlich. Daraus wird gefolgert, daß großräumige Untersuchungsgebiete durchgeführte Rodungen durchaus Auswirkungen in den windabgewandten Nachbarländern haben können.

Daß im Einzelfall Wald auch niederschlagsverringern kann, ist kaum vorstellbar, selbst wenn man dessen geringere Aufheizung und die damit verbundene geringere Labilisierung in Erwägung zieht. Der erzwungene Aufstieg der advektierten Luft an Waldrändern und das Ausfällen von Nebeltröpfchen an Nadeln etc. werden hier nicht berücksichtigt. Zusammenfassend kann man für das Untersuchungsgebiet feststellen, daß markante Änderungen im Niederschlagsregime bei großräumigen Umgestaltungen in der Landnutzung - wenn überhaupt - nur in den Sommermonaten vorkommen dürften. Für andere Gebiete der Erde ist diese Feststellung nicht zutreffend (SALATI et al., 1978).

4.3.7. Der Wasserbedarf in Bayern

Auch über das Jahr 2000 hinaus ist damit zu rechnen, daß es in Bayern zu keinerlei Engpässen in der Wasserversorgung kommt. Falls die Umstellungen in Land- und Forstwirtschaft im überschaubaren Rahmen bleiben, die Verstädterung nicht überhand nimmt und die Bevölkerungszahl nicht wesentlich ansteigt, sollte der Trinkwasserbedarf auch noch in 20 Jahren aus Grundwasservorkommen gedeckt werden können. Allerdings ist es wegen der großen Entfernung zwischen den großen Grundwasservorkommen am Alpenrand zu den Wassermangelgebieten Nordbayerns sinnvoll, dort auch Oberflächengewässer aus Trinkwassertalsperren und künstlich angereicherte Grundwasservorräte zur Trinkwasserversorgung heranzuziehen. Für die gesamte Bundesrepublik Deutschland, die in dieser Hinsicht weniger

Tab. 19: Der Wasserbedarf und das Wasserangebot in der Bundesrepublik Deutschland (nach BAUER, 1969)

Niederschlag (1931 bis 1969)	825 mm	
Öffentliche Wasserversorgung:		Jahr
Abgabe an Endverbraucher	15 mm	1969
	27 mm	2000
Landwirtschaftl. Bewässerung	5 mm	1969
	12 mm	2000
Industrie:		
Nutzung ohne Kreislaufwasser	43 mm	1969
	95 mm	2000
Aus Kreislauf genutztes Wasser	77 mm	1969
	256 mm	2000

als das Bundesland Bayern begünstigt ist, soll Tab. 19 die Situation erhellen.

Die - hier dargestellten - unübersehbaren Eingriffe in den Wasserhaushalt bleiben solange ohne größere Bedeutung, wie das verbrauchte Wasser unverschmutzt dem Abfluß wieder zugeführt wird.

Genauere Abschätzungen über den Kunstregenbedarf in Bayern sind u.a. bei HÄCKEL (1981) zu finden. Anhand eines Rechenmodells, das auf der Wasserbilanzgleichung des Erdbodens beruht, werden unter Miteinbeziehung von meteorologischen, bodenkundlichen und pflanzenphysiologischen Daten Karten erstellt, denen der jährliche Kunstregenbedarf für vier landwirtschaftliche Kulturen auf je drei typisierten Böden zu entnehmen ist. Bei den vier Kulturen handelt es sich um Mais, Kartoffeln, Zuckerrüben und Winterweizen; die hier vorliegende Reihenfolge drückt auch den Anstieg des Bedarfs an landwirtschaftlicher Bewässerung aus. Durch Interpolation der sich auf die Bodenarten Sand, Lehm und Moor beziehenden Kartenwerke läßt sich für jede beliebige Bodenart in Bayern der entsprechende Kunstwasserbedarf abschätzen. So verlangt Mais auf Sandboden im Mittel in den trockensten Teilen Bayerns (Main-, Saale-, unteres Donau- und Naabtal) maximal nur ca. 90 mm Zusatzbewässerung, während Zuckerrüben und Winterweizen dort z.T. 210 mm benötigen. Bei moorigen Böden ist der Bedarf entsprechend reduziert. Südlich der Linie Memmingen - Mühldorf beträgt der Bedarf im ungünstigsten Fall, d.h. bei Winterweizen auf Sandboden, 50 mm im Jahr.

5. Kontrolle der Ergebnisse über die Energiebilanz

Eine Kontrollmöglichkeit der in Kap. 3.6. gefundenen Ergebnisse hinsichtlich der anthropogenen Auswirkungen auf die Gebietsverdunstung stellt der Vergleich mit dem aus dem Energiehaushalt ermittelten Strom latenter Wärme dar. Die Gebietsverdunstung V_K ist über die Verdunstungswärme des Wassers mit dem Strom latenter Wärme V , der über ein ganzes Einzugsgebiet gemittelt wird, wie folgt verbunden:

$$V_K = V / r : \rho \quad (20),$$

wobei

V_K = Gebietsverdunstung in mm bezogen auf eine Zeiteinheit
(SI-System : ms^{-1})

V = Strom latenter Wärme in Wm^{-2}

r = Verdampfungswärme des Wassers ($2.453 \cdot 10^6 \text{ kg}^{-1}$ bei 293 K)

ρ = Dichte von Wasser ($\text{ca. } 10^3 \text{ kgm}^{-3}$)

Der Strom latenter Wärme V ist ein Glied in der Energiebilanzgleichung (einer Oberfläche), die folgendermaßen lautet:

$$Q - B - L = V \quad (21),$$

wobei

Q = Strahlungsbilanz in Wm^{-2}

B = Bodenwärmestrom in Wm^{-2}

L = Strom fühlbarer Wärme in Wm^{-2}

5.1. Berechnung der Energiehaushaltsgrößen

Im folgenden wird der Weg kurz aufgezeigt, wie die einzelnen Terme der Energiebilanzgleichung von BAUMGARTNER, KIRCHNER und WEBER (1982) auf Flußgebietsbasis ermittelt wurden.

5.1.1. Strahlungsbilanz

Die Strahlungsbilanz Q läßt sich für jede beliebige Landnutzungsart innerhalb eines Einzugsgebietes abschätzen, wenn das Gebietsmittel der Globalstrahlung G bekannt ist.

Ein Vergleich verschiedener Literaturdaten (TAICHMAN, 1967; GASSNER, 1978 u.a.) ergibt, daß das Verhältnis Q/G (in den Sommermonaten) als Funktion der Oberflächenalbedo dargestellt werden kann (Tab. 20); in den Wintermonaten erscheint eine diesbezügliche Aussage sehr spekulativ.

Tab. 20: Das Verhältnis Strahlungsbilanz: Globalstrahlung (in %) als Funktion der Oberflächenalbedo

Albedo in %																	
Mon.	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Apr.	65	65	64	62	61	60	58	57	56	54	53	52	50	49	48	46	45
Mai	68	68	67	66	65	63	62	61	60	59	58	57	56	54	53	52	51
Juni	71	71	70	69	67	66	65	64	63	61	60	59	58	57	55	54	53
Juli	72	72	71	69	68	67	65	64	63	61	60	59	57	56	55	53	52
Aug.	69	69	68	67	65	64	63	61	60	59	58	56	55	54	53	51	50
Sept.	60	60	59	58	57	55	54	53	52	51	50	49	48	46	45	44	43

Da im Untersuchungsgebiet, in dem sich nur 5 Strahlungsmeßstationen befinden, eine direkte Gebietsmittelbildung der Globalstrahlung nicht möglich ist, war es nötig, G über die Sonnenscheindauer S zu ermitteln. Dazu wurde eine in der Literatur (NEUWIRT (1978), KOMMISSION DER EUROPÄISCHEN GEMEINSCHAFTEN (1979), KIRCHNER (1979)) vielfach verwendete Beziehung herangezogen:

$$G/G_0 = a + b S/S_0 \quad (22),$$

wobei

G = tatsächliche Globalstrahlung (Tagessummen)

G_o = extraterrestrische Strahlung (Tagessummen)

$$G_o = (24h/\pi) \cdot \bar{I}'_o \cdot (\bar{r}/r)^2 \cdot (\sin\phi \sin\delta \omega_o + \cos\phi \cos\delta \sin\omega_o) \quad (23)$$

wobei I'_o = Solarkonstante ($I'_o = 1.37 \text{ kWm}^{-2}$)

r = tatsächlicher Abstand Erde - Sonne

$\bar{r}$ = mittlerer Abstand Erde - Sonne

ϕ = geographische Breite

δ = Deklination

ω_o = Stundenwinkel der Sonne bei Sonnenuntergang

$$\cos\omega_o = -\tan\phi \tan\delta \quad (23')$$

G/G_o = relative Globalstrahlung

S = tatsächliche Sonnenscheindauer (Tagessummen)

S_o = astronomische Sonnenscheindauer (Tagessummen)

$$S_o = (24h/\pi) \omega_o \quad (24)$$

S/S_o = relative Sonnenscheindauer

a, b = empirisch zu bestimmende Koeffizienten (mit Höhenklassifikation):

z.B. für Würzburg $a = 0.25$; $b = 0.48$

Für 53 bayerische Meßstationen, an denen die Sonnenscheindauer registriert wird, wurde die Globalstrahlung monatsweise errechnet und kartenmäßig dargestellt (Abb. 58: S im Januar; Abb. 59: G im Januar).

Zur Ermittlung von Q/G nach Tab. 20 ist die Kenntnis der Verteilung der Oberflächenalbedo notwendig.

Der Jahresgang der Albedo der einzelnen Landnutzungsarten ist der Tab. 21 zu entnehmen (GASSNER (1978), DIRMHIRN (1964) und MAYER (1980)):

Tab. 21: Jahresgang der Albedo für verschiedene Oberflächenarten (ohne Schneebedeckung) in Prozent ("Sommeralbedo" nach BAUMGARTNER, KIRCHNER und WEBER (1980)).

Oberfläche	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
Laubw.	12.2	12.2	12.2	11.1	16.3	17.8	17.4	15.9	16.6	19.1	17.4	16.7
Nadelw.	7.0	5.6	4.6	4.8	4.3	5.1	4.4	4.5	4.7	4.8	9.8	6.3
Acker	8.0	8.0	8.0	13.0	18.0	18.0	16.0	16.0	8.0	7.0	8.0	8.0
Grünl.	18.0	18.0	18.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	19.0	18.0	18.0	18.0
See	11.2	11.4	10.7	10.0	9.0	8.6	8.6	9.7	9.5	11.7	11.8	11.9
Vers. Fl.						- 10.8	-					
Fels						- 15.3	-					

Für die Winteralbedo a_W , d.h. für die Oberflächen mit Schneedecke, wurden folgende Werte nach KONDRATYEV (1972) herangezogen (Tab. 22):

Tab. 22: Oberflächenalbedo verschiedener Landnutzungsarten bei Schneebedeckung

a_W (Laubwald): 40.5 %
 a_W (Nadelwald): 28.0 %
 a_W (Grünland, Acker): 55.0 %
 a_W (versiegelte Fl., Fels): 35.0 %

Aus der Kenntnis der Verteilung der Landnutzung (Kap. 2.3.2.) und der Andauer der Schneedecke sowohl im Jahr (Abb. 60) als auch in den einzelnen Monaten (Abb. 61) läßt sich über die Albedowerte der Einzeloberflächen für jedes Flußgebiet bzw. jedes Gitterquadrat in Bayern die mittlere Monatsalbedo a_M wie folgt berechnen (S. 111):

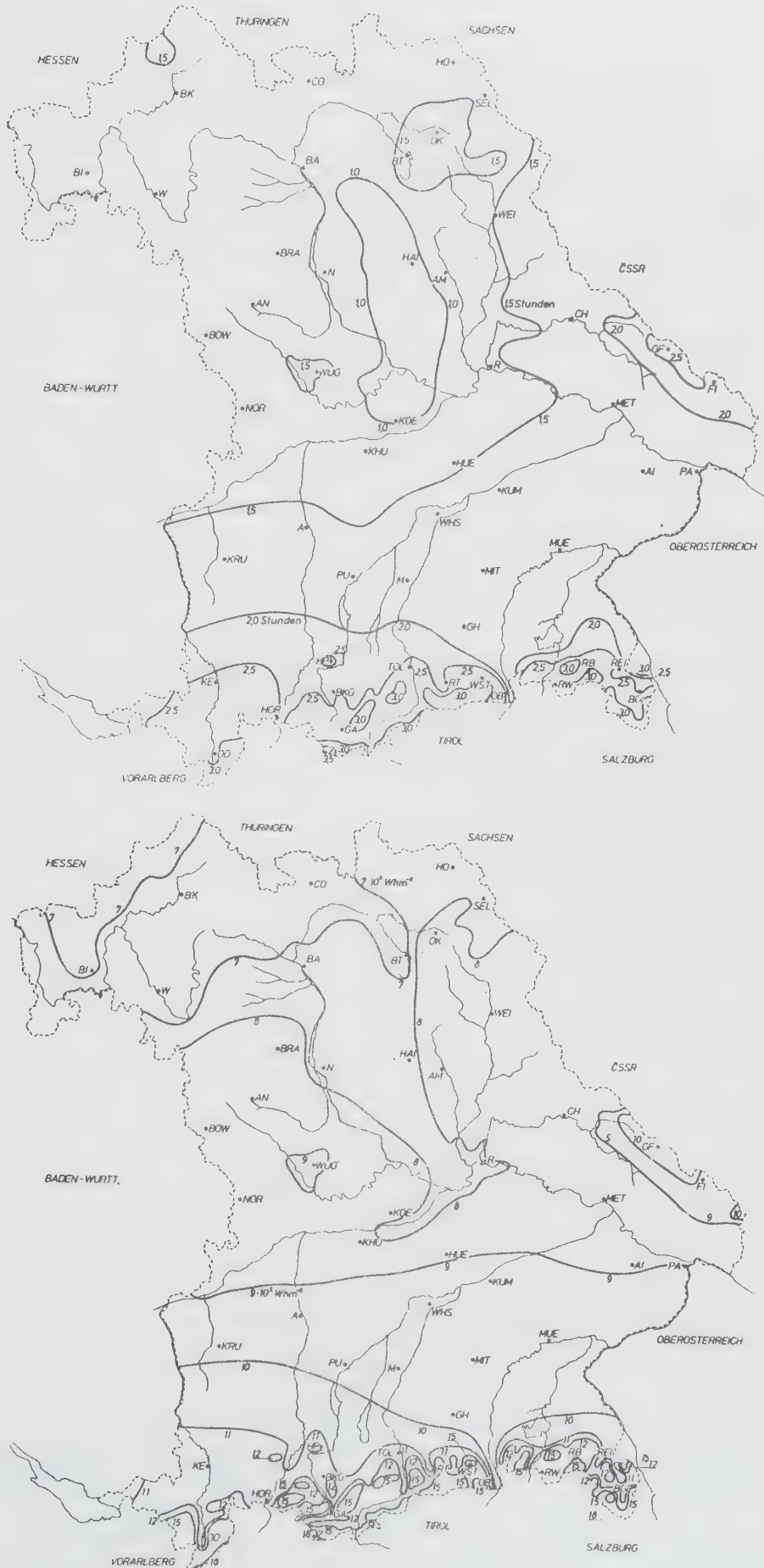


Abb. 58 und 59: Mittlere tägliche Sonnenscheindauer (oben) und Globalstrahlung (unten) in Bayern im Januar [weitere Monatskarten sind in BAUMGARTNER et al. (1982) enthalten und werden in einer eigenen Publikation veröffentlicht]



Abb. 60: Mittlere Zahl der Tage im Jahr mit Schneedecke in Bayern

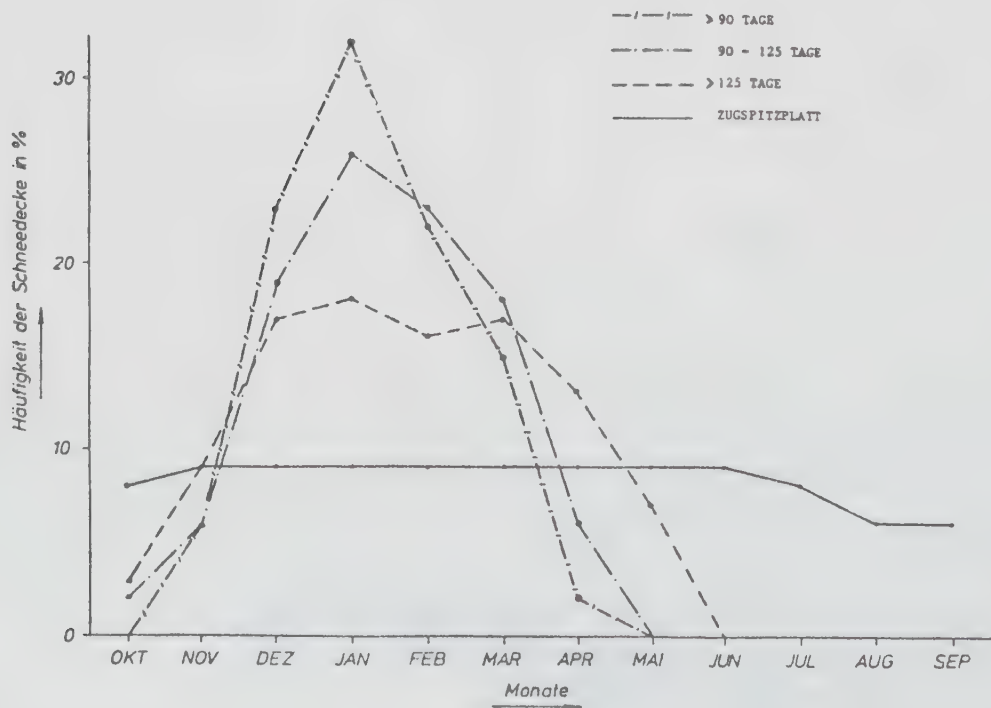


Abb. 61: Monatlicher Anteil der Tage mit Schneedecke an der Gesamtdauer der Schneedecke (bezogen auf das Jahr in %) für 4 verschiedene Klassen (Untersuchungsgebiet: Bayern)

$$a_M = \frac{(m_M - s_M)}{m_M} \cdot \sum_{LN=1}^7 f(LN) \cdot a_{MS}(LN) + \frac{s_M}{m_M} \cdot \sum_{LN=1}^7 f(LN) \cdot a_W(LN) \quad (25),$$

wobei

m_M = Länge des Monats M in Tagen

s_M = Dauer der Schneedecke in Tagen (im Monat M)

LN = Landnutzung (1 für Laubwald, 2 für Nadelwald, 3 für Acker, 4 für Grünland, 5 für vers. Flächen, 6 für Gewässer, 7 für Fels)

$f(LN)$ = Flächenanteil der einzelnen Oberflächenarten LN in %

$a_{MS}(LN)$ = Albedo der Oberflächenart LN für Monat M im Sommer (d.h. ohne Schneedecke)

$a_W(LN)$ = Albedo der Oberflächenart LN im Winter (d.h. mit Schneedecke) ohne Differenzierung nach Monaten

Mit Hilfe der Gleichung (25) wurden für Bayern Albedokarten erstellt (BAUMGARTNER, KIRCHNER und WEBER, 1982); in Abb. 62 ist als Beispiel die Verteilung der Oberflächenalbedo für den Monat Januar zu sehen.

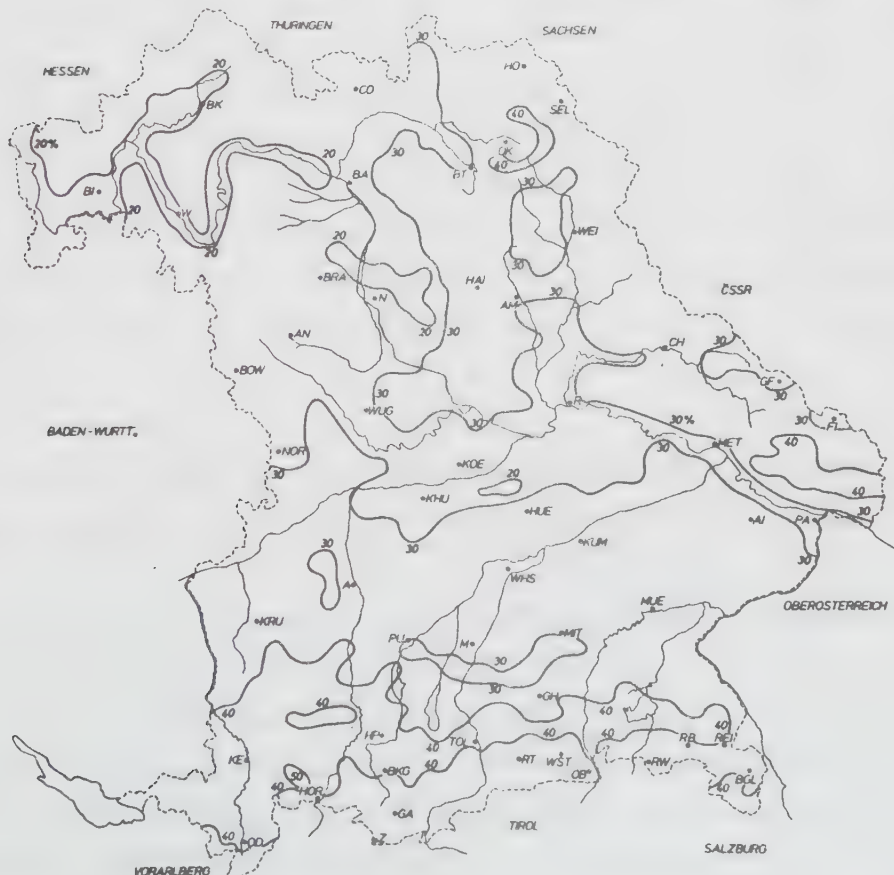


Abb. 62: Die Oberflächenalbedo (in %) in Bayern (J a n u a r)
(BAUMGARTNER, KIRCHNER und WEBER, 1982)

5.1.2. Strom fühlbarer Wärme

Die Nettostrahlung Q , die für alle Einzugsgebiete in Bayern abgeschätzt wurde (BAUMGARTNER et al. (1982)), stellt die Gesamtenergie aus der Strahlung dar, die der Erdoberfläche in ihrer unterschiedlichen Nutzung zukommt und infolge verschiedener Energieumsätze wieder aufgebraucht wird. Ein Teil der zur Verfügung stehenden Strahlungsenergie stellt sich in dem Strom fühlbarer Wärme dar, dessen großflächige Abschätzung nur sehr ungenau erfolgen kann. Da fehlende Meßdaten u.a. die Anwendung des Sverdrup-Verfahrens im Untersuchungsgebiet unmöglich machen, muß L über die Nettostrahlung Q abgeschätzt werden. In Anlehnung an die Meßergebnisse von TAJCHMAN (1967), STRAUSS (1971), GASSNER (1978), LÜTZKE (1966) und FRANKENBERGER (1955, 1960) wird in Tab. 23 L/Q als Funktion der Oberflächenalbedo dargestellt:

Tab. 23: L/Q (in %) als Funktion der Oberflächenalbedo (in %)

	Albedo in %																
Mon.	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Apr.	44	43	43	42	42	41	40	40	39	39	38	37	37	36	36	35	35
Mai	37	37	36	35	35	34	33	32	31	31	30	29	28	27	27	26	25
Juni	34	34	33	32	32	31	30	30	29	28	27	27	26	25	24	24	23
Juli	36	36	35	34	34	33	32	32	31	30	29	29	28	27	26	26	25
Aug.	38	38	36	35	33	32	30	29	27	26	24	23	21	20	18	17	15
Sept.	28	28	27	26	25	24	23	22	21	19	18	17	16	15	14	13	12

Es muß allerdings daraufhingewiesen werden, daß die Gültigkeit der obigen Tabelle im Gegensatz zur Tabelle 20 (für den Zusammenhang zwischen G/Q und der Albedo) stark eingeschränkt ist:

BAUMGARTNER (1966) geht sogar davon aus, daß das Verhältnis L/Q über Wald geringer als über Wiese ist. Für versiegelte Flächen, die nach Tab. 21 eine mittlere Albedo von ca. 10 Prozent besitzen und folglich gemäß Tab. 23 L/Q einen Wert von rd. 0.30 haben müßten, haben YAP und OKE (1974) an einzelnen Strahlungstagen 0.50 und mehr berechnet. Geringer sind die Werte allerdings für den Fall, wenn der Meßphase ein Regentag vorausgeht; hier wurde mit 0.26 ein Wert bestimmt, der nur knapp unter dem obigen Tabellenwert liegt. Analog steht auch bezüglich der

übrigen Landnutzungsarten fest, daß der Strom fühlbarer Wärme von dem Feuchtigkeitsgrad des Bodens stark abhängt. Je ungünstiger die Wasserversorgung von Pflanzen ist, desto stärker wird die Verdunstung eingeschränkt sein, was dazu führt, daß mehr Energie für den Strom fühlbarer Wärme zur Verfügung steht. Die Problematik manifestiert sich ganz deutlich, wenn man mit den Albedowerten von trockenen und feuchten Bodenoberflächen in Tab. 23 eingeht: Der Umstand, daß feuchte Oberflächen mit ihrer geringeren Albedo größere Tabellenwerte von L/Q ergeben, widerspricht eindeutig den oben angestellten Überlegungen.

A priori kann man so als sicher annehmen, daß die Parametrisierung von L in der beschriebenen Form eine der Hauptursachen für eventuell auftretende Diskrepanzen zwischen den beiden Verdunstungstermen darstellt, welche sich zum einen aus der Wasser-, zum anderen aus der Energiebilanz ergeben.

5.1.3. Bodenwärmestrom

Der Bodenwärmestrom B kann nicht vernachlässigt werden, wenn man - wie im vorliegenden Fall (vgl. Tab. 20) - nur einen Teil des Jahres betrachtet. In Orientierung an Literaturangaben von BAUMGARTNER (1966), TAJCHMAN (1967), BERZ (1969), FRANKENBERGER (1960) und YAP und OKE (1974) ergaben sich folgende Richtwerte für B , welche hinsichtlich des Untersuchungsgebiets plausibel erscheinen, auch wenn diesbezüglich noch große Unsicherheiten herrschen (Tab. 23); der Geltungsbereich ist April bis September:

Tab. 24: Verhältnis B/Q für verschiedene Erdoberflächenbedeckungen
(vgl. BAUMGARTNER, KIRCHNER und WEBER (1982))

Oberfläche	B/Q (in %)
Wald	0.5
Grünland	8.5
Acker	11.0
Versiegelte Flächen	15.0
Wasserflächen	20.0

5.2. Vergleich von Gebietsverdunstung und Strom latenter Wärme

Über den Strom latenter Wärme ist nach (3) bzw. (20) die Energiebilanz mit der Wasserhaushaltsgleichung verbunden. Es soll gezeigt werden, ob die aus der Wasserbilanz (1) abgeleitete Gebietsverdunstung für den Momentanzustand in Einklang mit dem Verdunstungsglied aus der Energiebilanz (21) steht.

Da die Abschätzung der Nettostrahlung Q und vor allem des Stromes fühlbarer Wärme L auf die Vegetationsperiode beschränkt wird, zumal die Verhältnisse im Winter aus den vorliegenden Daten noch schwieriger zu parametrisieren sind, müssen einerseits der Bodenwärmestrom B mitberücksichtigt, andererseits die Jahresverdunstung auf die Verdunstung während der betrachteten Monate reduziert werden. Die Division aller in der Energiebilanz auftretenden Bilanzglieder durch die spezifische Verdunstungswärme erlaubt die Berechnung von Größen, die infolge gleicher Einheit (mm) direkt den Wasserbilanztermen gegenübergestellt werden können. Die Berechnung der Verdunstung im Sommerhalbjahr $V_{K,So}$ wird aus V_K mit Hilfe der prozentualen Angaben aus Abb.9 (Kap. 3.1.) durchgeführt. Zur Überprüfung werden aus dem bayerischen Flußgebietskomplex 18 Einzugsgebiete herausgegriffen, die sich ziemlich gleichmäßig über Bayern verteilen; lediglich der Alpenraum und weite Teile Unterfrankens bleiben vor allem wegen der zu vermutenden Unsicherheiten bezüglich der zur Parametrisierung der Nettostrahlung benötigten Globalstrahlung von der Untersuchung ausgespart. Die Berechnung der Gebietswerte erfolgt für die Gesamtperiode April bis September bei der Strahlungsbilanz aus den Monatswerten; für die übrigen Größen werden mittlere Verhältnisse B/Q und L/Q für alle Monate angenommen. In Tab. 25 wird für ein Flußgebiet gezeigt, welcher Weg bei der Berechnung der Differenz ($Q - B - L$) und $V_{K,So}$ eingeschlagen wird. Hinsichtlich der Verhältnisse aus Sommer- zu Jahresverdunstung wird nach Landnutzungsarten unterschieden.

Die Spezifizierung von $V_{K,So}/V_K$ erfolgt nach der Länge der Vegetationszeit der entsprechenden Oberflächen.

Man erkennt, daß der Wasserdampfstrom, der sich aus $Q-B-L$ (648 mm - 47 mm - 182 mm = 419 mm) ergibt, keine Entsprechung in der aus der Wasserbilanz ermittelten Gebietsverdunstung V_K besitzt. Die Abweichung beider Terme voneinander beträgt 88 mm. Diese Diskrepanz kann mehrere Ursachen haben. Bevor jedoch die Fehlermöglichkeiten untersucht werden, sollen nach Tab. 25 die Gebietsbilanzen für die anderen 17 Flußgebiete errechnet werden. Sie sind in Tab. 26 (zusätzlich zu den Energie- bzw.

Tab. 25: Strahlungsbilanz Q, Bodenwärmestrom B, Strom fühlbarer Wärme L (jeweils umgerechnet in mm) und Kern'sche Gebietsverdunstung V_K ($V_{K,SO} = V_K$ im Sommerhalbjahr) im Flußgebiet der Mindel (FN = Flächenanteile in %)

G = 1177 mm

$V_K = 596$ mm (Tab. 5)

Landnutzung	FN in % (Tab.II)	Albedo in % (Tab.21)	Faktor Q/G (Tab.20)	Q in mm	Faktor B/Q (Tab.24)
Nadelwald	19.9	4.5	0.68	800	0.5
Laubwald	3.1	16	0.54	635	1.0
Grünland	48.9	20	0.49	577	8.5
Ackerland	19.9	15	0.55	647	11.0
vers.Fl.	7.1	11	0.60	706	15.0
Wasserfl.	1.1	9	0.62	730	20.0
Geb.-Mittel				648	

Landnutzung	B in mm	Faktor L/Q (Tab.23)	L in mm	Faktor $V_{K,SO}/V_K$ (Kap.3.1.)	$V_{K,SO}$ in mm
Nadelwald	4	0.36	288	0.83	495
Laubwald	6	0.26	165	0.85	507
Grünland	46	0.225	130	0.85	507
Ackerland	74	0.27	175	0.87	519
vers.Fl.	106	0.40	282	0.85	507
Wasserfläche	146	0.10	73	0.85	507
Geb.-Mittel	47		182		507

Wasserbilanzgrößen des Flußgebiets der Mindel) eingetragen. Zur Untersuchung dieser offensichtlichen Diskrepanz (D) zwischen beiden Verdunstungswerten wird geprüft, wie sensibel das Ergebnis auf etwaige Veränderungen der Ausgangsgrößen reagiert. Hierzu werden als Beispiel die Flußgebiete Mindel und Regen betrachtet: Nimmt man für die Globalstrahlung und die Kern'sche Gebietsverdunstung einen Fehler im Bereich von -8 bis +8% an, so kann für beide Gebiete die auftretende Diskrepanz eliminiert werden. Bei den vorliegenden Meßgenauigkeiten für die Globalstrahlung und bei der Parametrisierung der Strahlungsbilanz mit nachfolgender Abschätzung eines Flächenmittels sowie der Planimetrierung der Kern'schen Karten ist ein Fehler von 8 % nicht zu hoch angesetzt. Die Gleichheit der beiden Verdunstungsgrößen kommt im Falle der Mindel zustande, wenn Q unterschätzt, die Gebietsverdunstung überschätzt wurde. Für den Regen müßte die Strahlungsbilanz zu hoch und die Gebietsverdunstung zu niedrig angesetzt sein. Die Spalte 6 der Tab. 26 macht deutlich, daß die beiden Flußgebiete repräsentativ für den jewei-

Tab. 26: Der (äquival.) Verdunstungsterm in Energie- und Wasserbilanz
für 25 Einzugsgebiete (Sommerhalbjahr); $D: (Q-B-L)-V_{K,SO}$
 $1/k = 1 / \text{Korrekturfaktor}$, $h(\text{Anpassungsfaktor}): (D+L)/L$
(Gl.(26)), $D': (Q-B-h L)-V_{K,SO}$

Flußgebiet	Q mm	B mm	L mm	Q-B-L mm	$V_{K,SO}$ mm	D	1/k	h mm	h L mm	D' mm
Zusam	681	44	204	433	509	-76	1.00	0.73	149	-21
Wertach	641	42	177	422	484	-62	1.03	0.77	136	-21
Mindel	648	47	182	419	507	-88	1.00	0.73	133	-39
Abens	690	54	207	429	490	-61	1.01	0.74	153	- 7
Glonn	663	59	193	411	500	-89	1.01	0.74	143	-37
Günz	647	47	181	419	506	-87	1.00	0.73	132	-38
Schmutter	685	43	206	436	506	-70	1.01	0.74	152	-16
Isen	654	55	175	424	502	-78	1.00	0.73	128	-31
Traun	685	30	209	446	489	-43	1.05	0.79	165	1
Paar	664	54	202	408	492	-84	1.00	0.73	148	-30
Vils (AM)	681	42	208	431	408	23	1.22	1.02	212	19
Altmühl	681	45	204	432	437	- 5	1.11	0.87	177	22
Rauhe Ebr.	695	34	210	451	429	22	1.28	1.10	231	1
Wiesent	663	44	198	421	390	31	1.04	0.78	154	75
Naab	681	41	209	431	412	19	1.18	0.96	205	23
Haidenaab	697	36	221	440	422	18	1.20	0.99	219	20
Aisch	669	50	196	423	406	17	1.30	1.12	220	- 7
Pegnitz	684	33	216	435	412	23	1.23	1.03	222	17
Ilz	688	32	211	445	410	35	1.12	0.89	188	58
Regen	718	23	235	460	405	55	1.25	1.06	249	41
Schwarzach	685	39	212	434	445	-11	1.47	1.35	286	-85
Rodach	699	30	227	442	388	54	1.08	0.83	188	93
Reiche Ebr.	660	46	194	420	424	- 4	1.23	1.03	200	-10
Sächs. Saale	658	44	202	412	391	21	1.22	1.02	206	17
Baunach	665	39	200	426	406	20	1.33	1.16	232	-12

ligen Raum (Süd- und Nordbayern) sind, zumindest was das Vorzeichen anbelangt. Die Berechtigung der Annahme einer generellen Unter- bzw. Überschätzung im ganzen Untersuchungsgebiet (Teil Süd - Teil Nord) wird so etwas eingeschränkt. Eine partielle Unter- bzw. Überschätzung ist nicht sehr wahrscheinlich. Vielmehr müssen die Ursachen eher bei den restlichen Termen zu suchen sein. Der Bodenwärmestrom, der zwar nicht zu vernachlässigen ist, aber doch in allen Fällen wesentlich kleiner als die angetroffenen Diskrepanzen ist, darf vermutlich nur als kleine Fehlerquelle angesehen werden. So bleibt neben anderen Parametern, wie z.B. der Oberflächenalbedo, im wesentlichen der Strom fühlbarer Wärme übrig, eine Größe, bei deren Parametrisierung bereits deutliche Bedenken geäußert worden sind.

Wird der Strom fühlbarer Wärme L nach den Angaben von BAUMGARTNER (1966) mit einem Anstieg von L/Q von Nadelwald bis hin zum Acker para-

metrisiert, so ergeben sich in den meisten Fällen noch größere Diskrepanzen. Die Tatsache, daß in Südbayern offensichtlich L überschätzt und in Nordbayern unterschätzt wird, führt zur Vermutung, daß auch bezüglich L Faktoren von Belang sind, die im weitesten Sinne mit der Wasserversorgung der Pflanzen im Zusammenhang stehen. Die Wasserversorgung, die einmal vom Niederschlagsdargebot, zum anderen vom Wasserspeichungsvermögen der Böden abhängt, wirkt über die Verdunstung indirekt auf den Strom fühlbarer Wärme. Je mehr Strahlungsenergie zur Evapotranspiration aufgebraucht werden kann, desto weniger Energie bleibt zur Erwärmung der Luft übrig. Nach Prüfung mehrerer Möglichkeiten, wie die Wasserversorgung der Pflanzen berücksichtigt werden kann, wird die Übernahme des bereits in Kap.3.2. verwendeten Korrekturfaktors

$$k = AET/PET \quad (26 a)$$

als beste Lösung erachtet. Setzt man zur Anpassung die Größe

$$h = (D + L) / L \quad (26 b)$$

als prozentuale Abweichung des Sollwertes vom tatsächlichen, berechneten Wert von L als Funktion des Kehrwertes des Korrekturfaktors an, so erhält man die folgende lineare Regressionsgleichung:

$$h = -0.59 + 1.32 \cdot (1/k) \quad (26 c)$$

(26 b) und (26 c) ergeben wegen des Streubereichs nur dann den gleichen Wert, wenn $D' = (Q - B - h \cdot L) - V_{K,SO}$ gleich 0 ist (wie angenähert im Fall der Traun und der Rauhen Ebrach).

Die auf der Basis der flußgebietsspezifischen k-Werte errechneten Anpassungsfaktoren sind zusätzlich in Tab. 26 zu finden. Nach der Substitution von L durch h·L werden die Diskrepanzen nun geringer; im Mittel geht der Betrag der Abweichungen (D) von 44 auf 30 mm (D') zurück. Diese Differenzen lassen sich so eher durch die Ungenauigkeiten der Eingangsparameter erklären. Das obige Vorgehen stellt einen einfachen Versuch dar, das Problem der deutlich voneinander abweichenden Verdunstungsterme aus Wasser bzw. Energiebilanz durch - wenn auch spekulativ erscheinende - Annahmen etwas in den Griff zu bekommen. Aus den vorliegenden Ergebnissen geht allerdings klar hervor, daß beim jetzigen Wissensstand für größere Flußgebiete eine wechselseitige Kontrolle von

Wasser- und Energiebilanz über den Verdunstungsterm nur schwerlich durchzuführen ist. Ein Ausweg aus diesem fast unüberwindlichem Dilemma kann nur in kontinuierlichen Messungen aller Energiebilanzgrößen bei unterschiedlichem Bewuchs und unterschiedlichen hydro-pedologischen Gegebenheiten gesehen werden.

5.3. Überprüfung anhand zweier Simulationen

In Kap. 5.2. wurde der Versuch unternommen, für die auftretenden Diskrepanzen eine physikalische Erklärung zu finden und den Strom fühlbarer Wärme durch die Einführung eines vom Verhältnis AET : PET abhängigen Faktors so anzupassen, damit beide Verdunstungsterme (1) und (21) in etwa gleich groß werden. Nun soll untersucht werden, inwieweit sich anthropogene Maßnahmen auswirken können; die Ergebnisse aus der Energiebilanzmethode werden mit den entsprechenden, über die Wasserbilanz abgeleiteten Änderungen (V_K) verglichen. Zur Untersuchung dieser Frage werden die beiden Szenarien "Wald zu Acker" und "ursprüngliche Waldlandschaft" ausgewählt. Hierzu müssen die Jahresverdunstungswerte nach Kern durch Anwendung der Faktoren $V_{K,SO}/V_K$ aus Tab. 25 auf die Periode April bis September umgerechnet und nach der im letzten Abschnitt vorgestellten Methode die Energiebilanzgrößen für die veränderte Landnutzung berechnet werden. Anschließend werden die Ergebnisse aus beiden Simulationen zur aktuellen Gebietsverdunstung in Beziehung gebracht. Hierbei wird neben $h \cdot L$ auch das ursprünglich berechnete L herangezogen, um so auch Ergebnisse aus der nicht "angeeichten" Energiebilanz zu bekommen.

Die Tab. 27 zeigt die Resultate beider Methoden: Die linke Seite beinhaltet den Vergleich der Verdunstungszunahmen im Fall einer völligen Bewaldung. Man sieht, daß die Gebietsverdunstung aus der nicht "angeeichten" Energiebilanz kleiner als die auf V_K basierenden Werte ist. Dennoch ist in manchen Fällen eine erstaunlich gute Übereinstimmung anzutreffen. Die 2. Spalte zeigt infolge der Mitberücksichtigung der hydro-pedologischen Verhältnisse eine gewisse Annäherung an die Prozentualwerte aus Kap. 3.6. der vorliegenden Untersuchung. In Spalte 4 bis 6 ist die prozentuale Abnahme des Stromes latenter Wärme bzw. der Gebietsverdunstung für den Fall angegeben, daß alle Waldflächen in Äcker umgewandelt würden, ungeachtet der Frage, ob dort Agrarwirtschaft sinnvoll

Tab. 27: Prozentuale Änderung der Gebietsverdunstung für zwei Simulationen (1: "Vollständige Bewaldung"; 2: "Wald zu Acker") jeweils bezogen auf die aktuellen Verhältnisse (0) (und multipliziert mit Faktor 100) aus der Abschätzung von Wasser- und Energiehaushalt bayerischer Flußgebiete (vgl. Abb. 63)

Flußgeb.	völlige Bewaldung			Wald zu Acker		
	$\frac{(Q-B-L)_1}{(Q-B-L)_0}$	$\frac{(Q-B-h'L)_1}{(Q-B-h'L)_0}$	$\frac{V_{K,1}}{V_{K,0}}$	$\frac{(Q-B-L)_2}{(Q-B-L)_0}$	$\frac{(Q-B-h'L)_2}{(Q-B-h'L)_0}$	$\frac{V_{K,2}}{V_{K,0}}$
	%	%	%	%	%	%
Zusam	+18	+20	+27	- 8	- 9	-16
Wertach	+23	+26	+27	- 8	- 8	-11
Mindel	+21	+25	+33	- 5	- 6	-10
Abens	+20	+22	+31	- 7	- 8	-11
Glonn	+25	+28	+35	- 4	- 4	- 7
Günz	+21	+25	+32	- 6	- 6	-10
Schmutter	+18	+20	+27	- 9	-10	-15
Isen	+21	+25	+27	- 5	- 6	- 5
Traun	+13	+15	+13	-12	-13	-15
Paar	+25	+27	+32	- 2	- 4	- 9
Vils(AM)	+16	+16	+15	-10	-10	-11
Altmühl	+17	+19	+11	- 8	- 9	- 3
Rauhe Ebr.	+10	+ 9	+ 6	-14	-14	- 6
Wiesent	+16	+20	+13	- 8	- 9	-14
Naab(WEB)	+13	+17	+15	-10	- 9	-15
Heidenaab	+13	+13	+11	-12	-12	-14
Aisch	+14	+18	+10	- 7	- 7	- 4
Pegnitz	+14	+14	+12	-11	-11	-14
Ilz	+13	+14	+13	-11	-12	-14
Regen	+ 9	+ 8	+ 8	-15	-14	-15
Schwarzach	+16	+12	+16	-11	- 9	-14
Rodach	+11	+12	+ 6	-14	-15	- 7
Reiche Ebr.	+18	+18	+ 9	- 8	- 7	- 4
Sächs. Saale	+19	+19	+20	- 7	- 7	-11
Baunach	+16	+14	+ 7	- 6	- 5	- 6
Mittel	+17	+18	+18	- 9	- 9	-10

wäre. Trotz ähnlicher Mittelwerte gibt es in den einzelnen Einzugsgebieten markante Abweichungen. Dennoch stimmen die Ergebnisse, insbesondere der angegebene Mittelwert, mit den Abschätzungen anderer Autoren gut überein. So vergleicht FLOHN (1973) die Gebietsverdunstung von ca. 2000 v.Chr. mit derjenigen im heutigen Mitteleuropa und kommt auf eine Reduzierung der Gebietsverdunstung von rd. 23 Prozent.

Die Simulationen, die die Versiegelung oder die Vergrößerung von Wasserflächen zum Ziel haben, werden mit der Energiehaushaltsmethode nicht

nachvollzogen, da bei der geringen Kenntnis der Eigenschaften dieser Oberflächen der Spekulation Tür und Tor geöffnet bliebe. Tab. 27 zeigt trotz der zahlreichen Fehlermöglichkeiten bei allen Termen, daß zwei fast völlig voneinander unabhängige Methoden zu Ergebnissen führen, die in ihrer Größenordnung durchaus miteinander vergleichbar sind. Es muß allerdings darauf hingewiesen werden, daß letztlich nicht mit absoluter Sicherheit gesagt werden kann, welche Methode die zuverlässigeren Ergebnisse für größere Gebiete liefert, obgleich von der Theorie her beide natürlich gleichrangig einzustufen sind. Da jedoch aus den vorliegenden Untersuchungen der Strom fühlbarer Wärme die am schlechtesten zu bestimmende Größe darstellt, ist in der Praxis der Wasserbilanzmethode zur Ermittlung der Gebietsverdunstung der Vorzug zu geben.

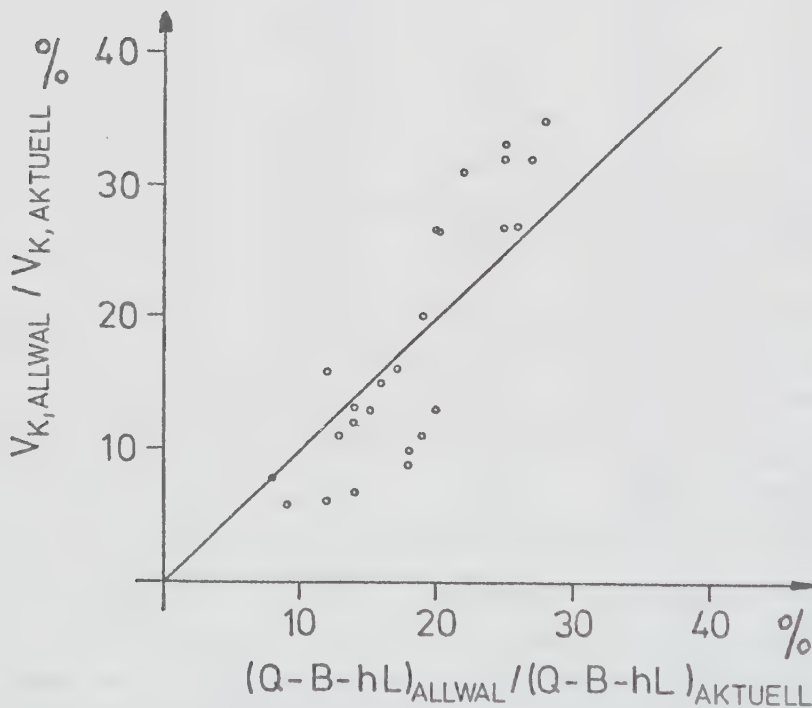


Abb. 63: Prozentuale Zunahme der Gebietsverdunstung für den Fall einer vollständigen Bewaldung im Vergleich zur Situation von heute (berechnet über die Energiebilanz (Abszisse) bzw. die Wasserbilanz (Ordinate); Diagonale ≠ Ausgleichsgerade

5.4. Das Klimatonomiekonzept nach Lettau

Abschließend soll untersucht werden, ob sich das Evapoklimatonomiekonzept nach Lettau eignet, um die in den vorangegangenen Kapiteln gefundenen Ergebnisse zu überprüfen. Als Grundlage hierzu dient eine mit der Thematik der vorliegenden Untersuchung eng verbundene und sich an den Daten aus Kap. 2. orientierende Diplomarbeit (GUTTENBERGER, 1982).

5.4.1. Beschreibung des Konzepts

Die modellhafte Berechnung des Wasserhaushalts, von LETTAU (1969) als Evapoklimatonomie bezeichnet, basiert auf der Integration der hydrologischen Bilanz.

Als Eingangsgrößen dienen Niederschlag und Strahlung; nach der Parametrisierung von Abfluß und Niederschlag erhält man als Ergebnisgröße die für das Einzugsgebiet charakteristische Höhe einer Wassersäule. Gleichung (1) läßt sich nach der Aufspaltung in einen sofortigen und einen verzögerten Anteil von A und V in der folgenden Weise schreiben:

$$N = V' + V'' + A' + A'' + S \quad (27),$$

wobei

V' , A' = sofortige Anteile von V bzw. A

V'' , A'' = verzögerte Anteile von V bzw. A

Das Problem bei einer solchen Aufsplitterung besteht darin, daß die entstehenden Terme nicht mit gängigen Größen in der Hydrologie identisch sind. Nach Einführung eines um die sofortigen Anteile reduzierten Niederschlags NR mit

$$NR = N - (A' + V') \quad (28)$$

und der Substitution $S = dM/dt$ erhält man die Wasserhaushaltsgleichung in folgender Form:

$$dM/dt = NR - (A'' + V'') \quad (29),$$

wobei

M = Bodenwassergehalt

Bevor diese Differentialgleichung gelöst werden kann, müssen die sofortigen und verzögerten Vorgänge bestimmt werden.

Der direkte Abfluß läßt sich dabei folgendermaßen definieren:

$$A' = n^+ \cdot (N - N^{++}) \quad (30),$$

wobei

n^+ = Sofortabflußquotient

N^{++} = Schwellenwert des Niederschlags ($N^{++} \neq N^+$; vgl. 3.2)

Gleichung (30) besagt, daß als Folge von Relief, Landnutzung und Schneedeckenandauer nur ein Bruchteil des um den Schwellenwert verringerten Niederschlags zum sofortigen Abfluß kommt. N^{++} ist nicht mit dem in Kap. 3.2.1. verwendeten Schwellenwert gleichzusetzen. Die sofortige Verdunstung läßt sich in der folgenden Form darstellen:

$$V' = e^+ (N - A') \cdot F/\bar{F} \quad (31),$$

wobei

e^+ = Evaporivität des Niederschlagswassers

F = kurzweilige Strahlungsbilanz im Einzugsgebiet

$\bar{F}$ = Periodenmittel von F

$$F = (1 - a) \cdot G \quad (32)$$

wobei

a = Oberflächenalbedo (vgl. Kap. 5.1.1.)

G = Globalstrahlung (vgl. Kap. 5.1.1.)

Somit ist die sofortige Verdunstung vom zur Verfügung stehenden Niederschlagswasser und durch die Energiezufuhr geregelt.

Die verzögerten Anteile werden proportional dem Bodenwasser angesetzt.
Nach LETTAU (1981) gilt:

$$A'' + V'' = v_A \cdot M + v_V \cdot M = 1/t^+ \cdot M \quad (33),$$

wobei v_A = "Flushing frequency" (Zeitkonstante)

v_V = "Evapotranspiration frequency" (Zeitkonstante)

$$v_A + v_V = v$$

t^+ = Retentionszeit (in Monaten)

Die Retentionszeit ist ein Maß für die Dauer der Entleerung des Bodenwasserspeichers; sie sollte bei zunehmendem Waldanteil größer werden. Gleichung (29) kann somit wie folgt geschrieben werden:

$$\frac{dM}{dt} = NR - \frac{M}{t^+} \quad (34)$$

Bei Einführung einer dimensionslosen Zeitskala $d = dt/t^+$ (und der Substitution: $f = NR \cdot t^+$) ergibt sich eine lineare Differentialgleichung 1. Ordnung mit dem folgenden Aussehen:

$$\partial M / \partial \tau = f - M \quad (35)$$

Die Integration ergibt Gleichung (36):

$$M = e^{-\tau} \cdot (M_1 + \int_0^{\tau} e^{\tau} f d\tau) \quad (36 a)$$

bzw.

$$M = e^{-\tau} \cdot (M_1 - f_1 - \int_{\tau \cdot 0}^{\tau} e^{\tau'} \cdot df(\tau')) + f \quad (36 b)$$

Durch τ' wird die Integrationsvariable als Dummyvariable gekennzeichnet. M_1 und f_1 sind Startwerte ($\tau = 0$). Für die numerische Integration eignet sich die folgende Version; der Bodenwasserhaushalt eines Monats $i+1$ läßt sich dabei aus dem des vorangegangenen Monats i direkt berechnen (LETTAU, 1977):

$$M_{i+1} = M_i \cdot Y_i + f_i \cdot (Z_j - Y_j) + f_{i+1} \cdot (1 - Z_j) \quad (37a),$$

wobei Y und Z jeweils Abkürzungen für die folgenden Terme sind:

$$\begin{aligned} Y_j &= (\exp(-\Delta\tau_j)) \\ Z_j &= (1 - Y_j) / \Delta\tau_j \end{aligned} \quad (37b)$$

$$\Delta\tau_j = 0.5 \cdot ((v_A + v_V)_i + (v_A + v_V)_{i+1}) \cdot (t_{i+1} - t_i)$$

5.4.2. Bestimmung der wichtigsten Parameter

Neben der Oberflächenalbedo (vgl. Kap. 5.1.1.) mußten der Sofortabflußquotient n^+ , der Schwellenwert des Niederschlags N^{++} , die Evaporivität e^+ und die beiden Frequenzen v_A und v_V für das Untersuchungsgebiet neu bestimmt werden, da sich die von LETTAU (1974) für außereuropäische Einzugsgebiete gefundenen Parameter nicht als übertragbar erwiesen. Aufgrund von zahlreichen, - ähnlich wie in Kap. 3.5. - durchgeführten Testläufen ergaben sich folgende Zusammenhänge:

- Eine wichtige Größe bei der Ermittlung des Abflusses und des Bodenwassers stellt n^+ dar. Eine Erhöhung des Sofortabflußquotienten von 0.1 auf 0.3 (EZG: Vils bis Pegel AM) ergibt eine Zunahme des mittleren monatlichen Abflusses um 20 bis 80 %. Infolgedessen verringert sich der Bodenwassergehalt stark, während die Verdunstung nur geringfügig zurückgeht. n^+ ist vor allem von Neigung, Drainage und Aggregatzustand des Niederschlags abhängig.
- Der Schwellenwert des Niederschlags wirkt sich folgendermaßen auf die Wasserhaushaltsglieder aus: Eine Verdoppelung von N^{++} zieht in Verbindung mit einer Zunahme der Gebietsverdunstung eine geringfügige Verringerung des Abflusses nach sich. Für N^{++} erwies sich folgende Bestimmungsgleichung als der beste Ansatz:

$$N^{++} = p' \cdot N \quad (38),$$

wobei

p' = Konstante

N = Niederschlag des laufenden Monats

Hierbei zeigte es sich als nützlich einen oberen Grenzwert $N_{\max}^{++}$ für den Schwellenwert N^{++} anzugeben.

- c) Wird die Evaporivität e^+ , d.h. die Fähigkeit, die vorhandene Strahlungsenergie für die Verdunstung des gespeicherten Bodenwassers bereitzustellen, erhöht, so nehmen der Abfluß ab und die Verdunstung zu, während der Bodenwassergehalt markant verringert wird.
- d) Für eine Erhöhung der Retentionszeit t^+ folgt, daß der Bodenwassergehalt M im Jahresmittel einen höheren Wert annimmt. Damit in der Bestimmungsgleichung für die verzögerte Verdunstung (33) trotz der Tatsache, daß explizit nur M enthalten ist, auch zusätzlich das Energieangebot durch die Einstrahlung berücksichtigt wird, erwies es sich als sinnvoll, die auf die Verdunstung bezogene Zeitkonstante v_V aus der folgenden Regressionsgleichung zu berechnen:

$$v_V = c \cdot F / \bar{F} \quad (39)$$

Je nach Flußgebiet variiert c zwischen 0.03 und 0.09 mon^{-1} .

Bei der Bestimmung der "flushing rate" wurde folgende Regressionsgleichung ermittelt:

$$v_A = a \cdot (\bar{N}_O + \bar{N}) / (N_O + N) + s \quad (40),$$

wobei

s = Schneeschmelzfaktor in mon^{-1} (zw. 0 und 1 mon^{-1})

a = Steigung der Geraden (variiert zw. 0.05 und 0.17 mon^{-1} je nach Flußgebiet)

N_O = Niederschlag des Vormonats,

N = Niederschlag des gleichen Monats

$\bar{N}_O, \bar{N}$ = langjährige Mittel von N_O bzw. N

Die Einführung eines sog. Schneeschmelzfaktors mit der Einheit $1/\text{Monat}$ war nötig, um der Abnahme der Retentionszeit bei auftretender Schneeschmelze Rechnung tragen zu können.

Ferner wurde untersucht, ob die am Beispiel eines Einzugsgebietes über Iteration durchgeführte Parametrisierung auch auf andere Gebiete übertragbar ist. Für einen Großteil der Flußgebiete konnte diese Frage positiv beantwortet werden. In gebirgigen Gebieten wurde jedoch ein Auseinanderklaffen von berechnetem und gemessenem Abfluß beobachtet, was u.a. nur über eine - spekulative - Erhöhung des Gebietsniederschlags

beseitigt werden konnte. Zudem konnte der im Modell durch die Akkumulation des festen Niederschlags zu erklärende hohe Anteil der Winterverdunstung an der Jahresverdunstung nur über eine Modifizierung der Evaporivität verhindert werden (vgl. Kap. 3.1.). Ähnliche Probleme ergaben sich bei extremen Witterungsperioden. Der exakten Anpassung der berechneten Werte an die Sollwerte standen sowohl der hohe Zeitaufwand bei der Parametrisierung als auch die Schwierigkeit, physikalisch plau-

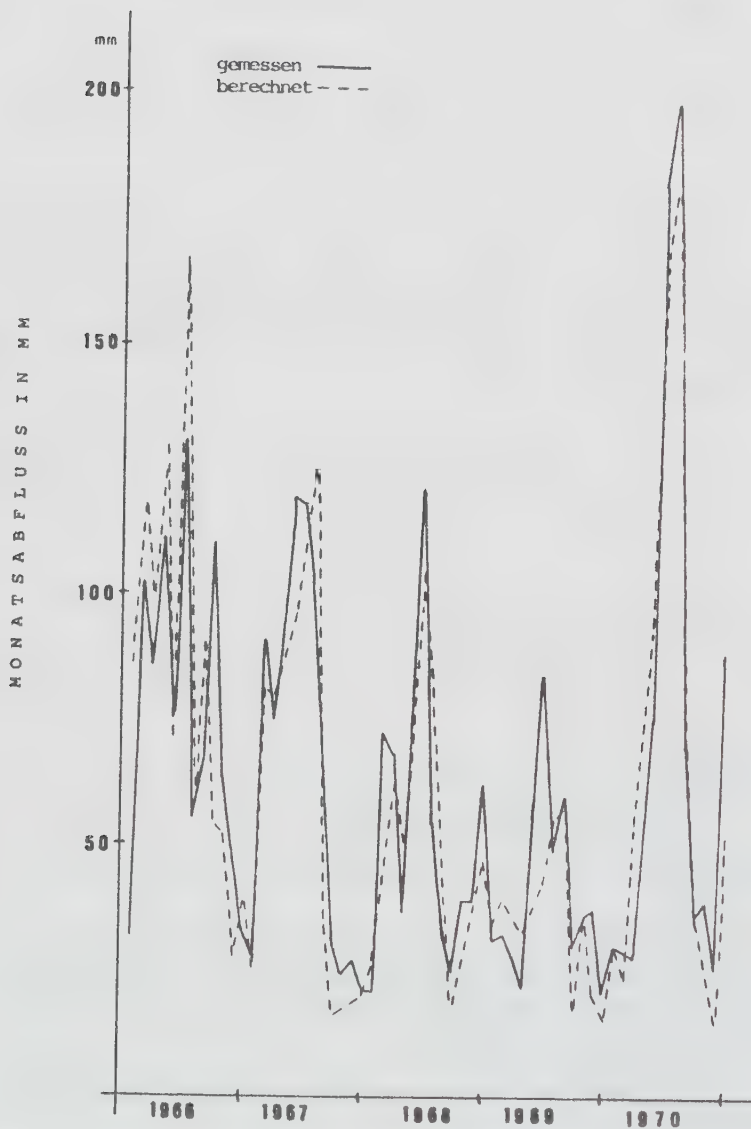


Abb. 64: Nach dem Klimatonomiekonzept (LETTAU, 1969) berechneter Monatsabfluß am Pegel Kalteneck (Ilz) für die Periode 1966 - 1975 im Vergleich zu den Beobachtungen

Hierbei zeigte es sich als nützlich einen oberen Grenzwert $N_{\max}^{++}$ für den Schwellenwert N^{++} anzugeben.

- c) Wird die Evaporivität e^+ , d.h. die Fähigkeit, die vorhandene Strahlungsenergie für die Verdunstung des gespeicherten Bodenwassers bereitzustellen, erhöht, so nehmen der Abfluß ab und die Verdunstung zu, während der Bodenwassergehalt markant verringert wird.
- d) Für eine Erhöhung der Retentionszeit t^+ folgt, daß der Bodenwassergehalt M im Jahresmittel einen höheren Wert annimmt. Damit in der Bestimmungsgleichung für die verzögerte Verdunstung (33) trotz der Tatsache, daß explizit nur M enthalten ist, auch zusätzlich das Energieangebot durch die Einstrahlung berücksichtigt wird, erwies es sich als sinnvoll, die auf die Verdunstung bezogene Zeitkonstante v_V aus der folgenden Regressionsgleichung zu berechnen:

$$v_V = c \cdot F / \bar{F} \quad (39)$$

Je nach Flußgebiet variiert c zwischen 0.03 und 0.09 mon^{-1} .

Bei der Bestimmung der "flushing rate" wurde folgende Regressionsgleichung ermittelt:

$$v_A = a \cdot (\bar{N}_O + \bar{N}) / (N_O + N) + s \quad (40),$$

wobei

s = Schneeschmelzfaktor in mon^{-1} (zw. 0 und 1 mon^{-1})

a = Steigung der Geraden (variiert zw. 0.05 und 0.17 mon^{-1} je nach Flußgebiet)

N_O = Niederschlag des Vormonats,

N = Niederschlag des gleichen Monats

$\bar{N}_O, \bar{N}$ = langjährige Mittel von N_O bzw. N

Die Einführung eines sog. Schneeschmelzfaktors mit der Einheit $1/\text{Monat}$ war nötig, um der Abnahme der Retentionszeit bei auftretender Schneeschmelze Rechnung tragen zu können.

Ferner wurde untersucht, ob die am Beispiel eines Einzugsgebietes über Iteration durchgeführte Parametrisierung auch auf andere Gebiete übertragbar ist. Für einen Großteil der Flußgebiete konnte diese Frage positiv beantwortet werden. In gebirgigen Gebieten wurde jedoch ein Auseinanderklaffen von berechnetem und gemessenem Abfluß beobachtet, was u.a. nur über eine - spekulative - Erhöhung des Gebietsniederschlags

beseitigt werden konnte. Zudem konnte der im Modell durch die Akkumulation des festen Niederschlags zu erklärende hohe Anteil der Winterverdunstung an der Jahresverdunstung nur über eine Modifizierung der Evaporivität verhindert werden (vgl. Kap. 3.1.). Ähnliche Probleme ergaben sich bei extremen Witterungsperioden. Der exakten Anpassung der berechneten Werte an die Sollwerte standen sowohl der hohe Zeitaufwand bei der Parametrisierung als auch die Schwierigkeit, physikalisch plau-

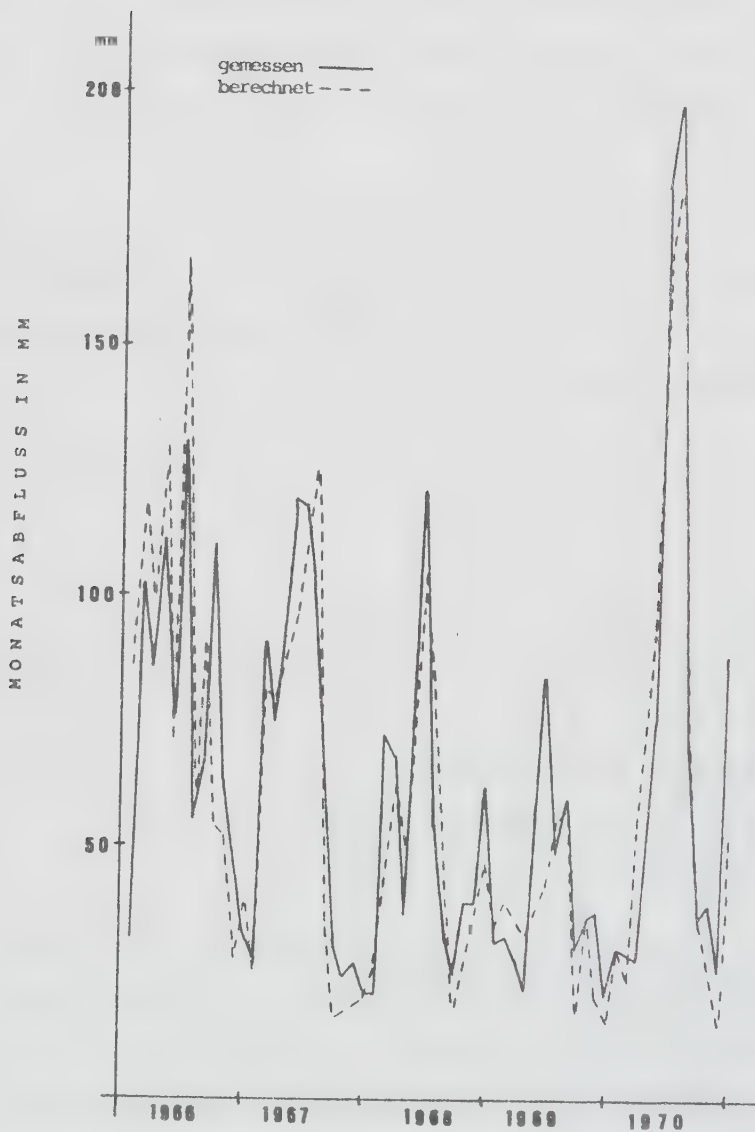


Abb. 64: Nach dem Klimatonomiekonzept (LETTAU, 1969) berechneter Monatsabfluß am Pegel Kalteneck (Ilz) für die Periode 1966 - 1975 im Vergleich zu den Beobachtungen

6. Zusammenfassung

Die Untersuchung über die Auswirkungen der Landnutzung auf den Wasserhaushalt und die Energiebilanz am Beispiel bayerischer Flußgebiete erforderte umfangreiche Vorarbeiten zur Gewinnung der Gebietsparameter, die für die Korrelation mit den Termen der hydrologischen bzw. energetischen Bilanz nötig waren. Bei den Gebietsparametern handelt es sich um die Hauptarten der Landnutzung sowie um Boden und Gestein. Bei den Wasserhaushaltsgrößen stehen die Verdunstung, der Abfluß und die Speicherung im Vordergrund. In der Energiebilanz spielen Netto-, Global- und Reflexstrahlung sowie der Fluß latenter und fühlbarer Wärme die Hauptrolle. Zunächst wurde Bayern in eine große Anzahl von Einzugsgebieten aufgeteilt, für die anhand der gemeindebezogenen Erhebungen des Bayerischen Statistischen Landesamtes die prozentualen Anteile der Hauptarten der Landnutzung, nämlich Wald, Grünland, Ackerland sowie versiegelte Flächen und Seen ermittelt wurden. Entsprechende Verteilungskarten sind gezeichnet. Schließlich wurden auch die geologischen und pedologischen Merkmale mit der Kartierung von Feldwasserkapazität und nutzbarer Wasserkapazität berücksichtigt.

An diese Arbeiten schloß sich die Bestimmung der spezifischen Verdunstungsfaktoren über die Wasserbilanz von Flußgebieten. Hierbei wurde von der potentiellen Evapotranspiration als Bezugsgröße ausgegangen; diese wurde für den Fall, daß die Niederschlagshöhe und die Feldwasserkapazität des Bodens bestimmte ausgewählte Schwellenwerte unterschritten, mit einem Korrekturfaktor zur Anpassung an die aktuellen Verhältnisse versehen. Die Schwellenwerte für den Niederschlag wurden je nach Gebiet zwischen 775 und 975 mm bestimmt. Das Verhältnis aus wirklicher und potentieller Evapotranspiration ist tabelliert und kartiert. Als Ergebnisse für die spezifischen Verdunstungsfaktoren, die auf Grünland bezogen sind, wurden folgende - regional unterschiedliche - Werte ermittelt: 1.15 bis 1.40 für Wald, 0.85 bis 1.00 für Acker, 0.40 bzw. 0.50 für versiegelte Flächen und 1.20 für Wasserflächen. In Kenntnis dieser Faktoren war es möglich, Simulationsrechnungen für verschiedene landnutzungsverändernde Maßnahmen durchzuführen. Hierbei standen die Beseitigung der Wälder, die Zunahme der Verstädterung, die Vergrößerung der Wasserflächen und die Wiederaufforstung im Mittelpunkt. Das Abflußverhalten in den untersuchten Flußgebieten wurde über Autokorrelationen der Tagesabflüsse studiert.

Durch Mehrfachkorrelation wurde herausgefunden, wie Landnutzung, Gebietsgröße und Boden die Tages- bzw. Monatsabflüsse beeinflussen. Die Wirkung von weiteren anthropogenen Maßnahmen ist in Kap. 4.3. diskutiert. Um die Zusammenhänge zwischen Wasser- und Energiehaushalt über die Gleichungen der Klimatonomie beurteilen zu können, mußten zuerst neue Karten der Strahlungshaushaltsterme erstellt werden. Über die extraterrestrische Globalstrahlung und die Sonnenscheindauer wurden die fehlenden Globalstrahlungswerte erschlossen. Zur Berechnung der Nettostrahlung war die Verteilung der Oberflächenalbedo erforderlich. Der Strom fühlbarer Wärme und der Bodenwärmestrom wurden grob abgeschätzt. Abschließend wurden erste Rechnungen zur klimatonomischen Kontrolle ausgeführt. Es zeigt sich, daß die Parametrisierung in der durchgeführten Form zu ähnlichen Gebietsverdunstungen führt, wie sie über die Wasserbilanz ermittelt wurden. Anhand zweier Simulationsberechnungen erwies sich die Wahl der spezifischen Verdunstungsfaktoren als brauchbar. Die Berechnungen standen in einer gewissen Beziehung zu den Verfahren in einer Diplomarbeit, die die Anwendbarkeit des evapoklimatonomischen Konzepts auf die betrachteten bayerischen Einzugsgebiete zum Ziel hatte. Es hat sich trotz Schwierigkeiten bei der Parametrisierung gezeigt, daß die Klimatonomie u.U. ein Verfahren darstellt, um die Wechselwirkungen zwischen Landnutzung, Wasserhaushalt und Klima besser beurteilen zu können.

Der Sinn dieser Arbeit liegt nicht zuletzt auch darin, auf die Probleme hinzuweisen, die durch einen allzu sorglosen Umgang mit der Natur entstehen können.

Literatur

- ALBRECHT, F.; 1940: Untersuchungen über den Wärmehaushalt der Erdoberfläche in verschiedenen Klimagebieten. Wiss. Abh. R. f. W. 8, Nr. 2
- ALBRECHT, F.; 1962: Die Berechnung der natürlichen Verdunstung der Erdoberfläche aus klimatologischen Daten. Ber. des Dt. Wetterd., Nr. 83, Bd. 11
- ANDRES, G. und GEORGOTAS, N.; 1978:
Das Mainprojekt. Schriftenreihe des Bayer. Landesamtes f. Wasserw., H. 7
- ARBEITSKREIS (AK) Standortskartierung in der Arbeitsgemeinschaft Forsteinrichtung; 1978: Forstliche Standortsaufnahme. Landwirtschaftsverlag Münster-Hiltrup
- BAUER, M.; 1969: Gedanken zur Wasserversorgung in den nächsten 30 Jahren. Gas- und Wasserfach 110
- BAUMGARTNER, A.; 1966: Energie- und Stoffhaushalt in Pflanzenbeständen, insbesondere im Wald. Habilitationsschrift der Hohen Staatswirtschaftlichen Fakultät der Ludwig Maximilians-Universität in München
- BAUMGARTNER, A. und MAYER, H.; 1978: Die Schneedecke in München von Oktober 1887 bis April 1977. Meteorl. Rdsch. 31, 6 - 16
- BAUMGARTNER, A.; 1981: Hydrologische Waldfunktionen. Vortragsmanuskript Forstliche Hochschulwoche München 1981
- BAUMGARTNER, A., REICHEL, E. und WEBER, G.; 1983: Alpenhydrologie. Oldenbourg-Verlag, München
- BAUMGARTNER, A., MAYER, H., BRÜNDL, W., HÖPPE, P. und NOACK, E.-M.; 1982: Kurzmitteilung Nr. 3 zu STADTKLIMA BAYERN
- BAUMGARTNER, A., KIRCHNER, M. und WEBER, G.; 1982: Auswirkungen der Landnutzung auf den Wasserhaushalt und die Energiebilanz am Beispiel bayerischer Einzugsgebiete. Schlußbericht zum DFG-Forschungsvorhaben Ba 247 (unveröffentlicht)
- BAYER. GEOLOGISCHES LANDESAMT; 1964: Geologische Karte von Bayern 1:500.000 und Erläuterungen. Im Eigenverlag München
- BAYER. LANDESAMT f. WASSERW.; 1961 bis 1979: Deutsche Gewässerkundliche Jahrbücher für Donau- und Rheingebiet. Selbstverlag
- BAYER. LANDESAMT f. WASSERW.; 1970: Trinkwasserversorgung in Bayern. Oberste Baubehörde im Bayer. Staatsministerium
- BAYER. LANDESAMT f. WASSERW.; 1978: Verzeichnis der Flächeninhalte der Bach- und Flußgebiete in Bayern, Stromgebiet des Mains (Teil 1 und 2). Eigenverlag
- BAYER. LANDESAMT f. WASSERW.; 1978: Gesamtverzeichnis der Pegel an den oberirdischen Gewässern in Bayern. München

- BAYER. LANDESSTELLE f. GEWÄSSERK.; 1955: Verzeichnis der Flächeninhalte der Bach- und Flußgebiete in Bayern, Stromgebiet der Donau. München
- BAYER. SCHULBUCHVERLAG; 1969: Bayerischer Geschichtsatlas. München
- BAYER. STAATSMINISTERIUM DES INNERN; 1971: Mittlere jährliche Niederschlagshöhe 1931 bis 1960. Bearbeitung v. d. Bayer. Landesstelle für GewässerK. nach Unterl. d. DWD
- BERZ, G.; 1969: Untersuchungen zum Wärmehaushalt der Erdoberfläche und zum bodennahen atmosphärischen Transport. Wiss. Mitt. des Meteorol. Inst. der Univ. München, Nr. 16
- VAN DER BIJL, W.; 1951: Fünf Fehlerquellen in der wissenschaftlich statistischen Forschung. Ann. Meteor. (N. F.) 4, 183-212
- BLÖCHER, K.; 1972: Kann durch forstliche Maßnahmen eine entscheidende Verbesserung der großräumigen Wasserversorgung erreicht werden? AFZ, Jrg. 27, H. 39, 763-764
- BRECHTEL, H.M. und v. HOYNINGEN-HUENE, J.; 1978: Einfluß der Verdunstung verschiedener Vegetationsdecken auf den Gebietswasserhaushalt. Schriftenreihe des Dt. Verbandes f. Wasserw. und Kulturbau, H. 40
- BRÜNDL, W.; 1980: Das Klima in München. Diplomarbeit am Lehrstuhl f. Bioklimatologie und Angewandte Meteorologie d. Universität München
- BUDYKO, M.I.; 1963: Der Wärmehaushalt der Erdoberfläche. Fachl. Mitt. Geophys. Beratungsdienst BW (1), Nr. 100
- DEUTSCHE FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT; 1979: Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland. H. Boldt-Verlag
- DEUTSCHER WETTERDIENST; 1952: Klimaatlas von Bayern. Bad Kissingen
- DIRMHIRN, I.; 1964: Das Strahlungsfeld im Lebensraum. Akad. Verlagsges. Frankfurt
- DOUGLASS, J.; 1967: Effects of species and arrangement of forest on evapotranspiration. In: Forest Hydrology. Pergamon Press, Oxford u. New York
- ENDERS, G.; 1979: Theoretische Topoklimatologie. Aus den Arbeiten des Lehrstuhls für Bioklimatologie und Angewandte Meteorologie: Forschungsber. 1 der Nationalparkverwaltung Berchtesgaden
- FAHN, H.J.; 1981: Das Entstehen und Vergehen der Alpenvorlandseen. Wasserw. 71
- FLEMMING, G.; 1968: Wald und Wasser in weltweiter Überschau. Wiss. Zeitschr. d. Techn. Univ. Dresden, 17, H. 5

- FLOHN, H.; 1973: Der Wasserhaushalt der Erde. Schwankungen und Eingriffe. Naturwiss. 60, Springer-Verlag
- FRANKENBERGER, E.; 1955: Über vertikale Temperatur-, Feuchte- und Windgradienten in den untersten Dekametern der Atmosphäre, den Vertikalaustausch und den Wärmehaushalt an Wiesenböden bei Quickborn. Holstein 1953/54. Ber. Dt. Wetterd., Nr. 20, Bd. 3, 1-17
- FRANKENBERGER, E.; 1960: Meßergebnisse und Berechnungen zum Wärmehaushalt der Erdoberfläche. Ber. Dt. Wetterd., Nr. 73, Bd. 10
- FRIEDRICH, W.; 1950: Über die Verdunstung vom Erdboden. Gas- und Wasserfach 91, H. 24 (Wasser)
- FRITSCHEN, L.J.; 1967: Net and Solar Radiation Relations over Irrigated Field Crops. Agric. Meteorol. 4, 55-62
- GASSNER, M.; 1978: Energiebilanz und Verdunstung eines Fichtenhochwaldes im Jahre 1972. Diplomarbeit am Lehrstuhl f. Bioklimatologie und Angewandte Meteorologie d. Universität München
- GIETL, G.; 1982: Das Verhältnis von aktueller zu potentieller Verdunstung als Ausdruck für den Wasserstress. Beitr. zur Hydrol. Sonderheft
- GOLCHERT, H.J.; 1981: Mittlere monatliche Globalstrahlungsverteilungen in der Bundesrepublik Deutschland. Meteor. Rdsch. 34, 143-151
- GRUNOW, J.; 1962: Sonnenscheindauer und Globalstrahlung auf dem Hohenpeißenberg. Ber. Dt. Wetterd. 11, Nr. 81
- GUTTENBERGER, J.; 1982: Die Anwendbarkeit des Evapoklimatonomiekonzepts nach LETTAU bei der Berechnung des Wasserhaushaltes bayerischer Einzugsgebiete. Diplomarbeit am Lehrstuhl für Bioklimatologie und Angewandte Meteorologie der Universität München
- HANSELMANN, R.; 1970: Der Abflussausgleich durch die Wasserschwan- kungen eines natürlichen Sees. Schriftenreihe der Bayer. Landesstelle f. Gewässer- k., H. 4
- HAUDE, W.; 1952: Verdunstungsmenge und Evaporationskraft eines Klimas. Ber. Dt. Wetterd. US-Zone, Nr. 42, 225-229
- HÄCKEL, H.; 1982: Karten über den Kunstregenbedarf verschiedener Kulturen in Bayern. Bayer. Landw. Jb. 4
- HERB, H.; 1973: Schnee- verhältnisse in Bayern mit einem Kartenanhang der bayerischen Alpen und des Alpen- vorraums. Schriftenreihe der Bayer. Landesstelle f. Gewässer- k., H. 12
- HERMANN, A.; 1977: Schnee- hydrologische Untersuchungen in einem voralpinen Niederschlagsgebiet. Münch. Geogr. Abh., Bd. 22
- HINZPETER, H.; 1959: Vergleichende Prüfung von Formeln zur Berechnung von Globalstrahlungssummen. Arch. Meteor. Geophys. Bioklimat. Ser. B, 9, 60-72

- HOFMANN, G.; 1955: Die Thermodynamik der Taubildung. Ber. Dt. Wetterd. Nr. 19
- KARL, J. und DANZ, W.; 1969: Der Einfluß des Menschen auf die Erosion im Bergland. Schriftenr. der Bayer. Landesstelle für Gewässererk., H. 1
- KELLER, R.; 1971: Wasserbilanz der BRD. Umschau, H. 3
- KELLER, R.; 1980: Die Wasserbilanz in Deutschland. Zbl. Bakt. Hyg., I. Abt. Orig. B 172
- KERN, H.; 1973: Mittlere jährliche Abflußhöhen 1931-1960. Schriftenr. der Bayer. Landesstelle f. Gewässererk.
- KERN, H.; 1975: Mittlere jährliche Verdunstungshöhen 1931-1960. Schriftenr. des Bayer. Landesamtes f. Wasserw.
- LIESE, O.; 1972: Bestandsmeteorologische Untersuchungen zur Bestimmung des Wärmehaushalts eines Buchenwaldes. Ber. Inst. Met. Klimat. TU Hannover, Nr. 6, 1-127
- KIRCHNER, M.; 1977: Anthropogene Einflüsse auf die Oberflächenalbedo und die Parameter des Austausches an der Grenze Erde/Atmosphäre. Wiss. Mitt. d. Meteor. Inst. d. Univ. München, Nr. 31
- KIRCHNER, M.; 1979: Über den Zusammenhang zwischen Globalstrahlung und Sonnenscheindauer in Bayern. Wiss. Mitt. d. Meteor. Inst. d. Univ. München, Nr. 35
- KNEPPLE, R.; 1965: Zur Berechnung von Normalwerten der Globalstrahlung an wolkenlosen Tagen. Meteorol. Rdsch. 18, 54-58
- KONDRATYEV, K.Y., KORUPV, V.I., MUKHENBERG, V.V. und DYACHENKO, L.N.; 1981: The short wave albedo and the surface emissivity. Rev. Pap. (unpubl.), Study Conference on land Surface Processes in Atmospheric Circulation Models, Greenbelt (USA) 5.-10.81
- KOMMISSION DER EUROPÄISCHEN GEMEINSCHAFTEN; 1979: Atlas über die Sonnenstrahlung Europas. Bd.1, W. Grösschen-Verlag Dortmund
- KÖPF, E. und ROTHASCHER, A.; 1980: Das natürliche Grundwasserangebot in Bayern im Vergleich zu den Hauptkomponenten des Wasserkreislaufs. Schriftenr. d. Bayer. Landesamtes für Wasserw., H.13
- KUNTZE, H.; 1972: Landeskultur im Funktionswandel der Kulturlandschaft. Wasser und Kultur, 24.Jrg., H.4
- KREUTZER, K. und HÜSER, R.; 1978: Die Einflüsse der Waldbewirtschaftung auf die Wasserspende und die Wasserqualität. Forstw. Cbl. 97, H.2, 80-92
- KWK; 1978: Richtlinien für die Gestaltung und Nutzung von Baggerseen. Aus der Reihe "Regeln zur Wasserwirtschaft", Nr.108, Dt. Verb. f. Wasserw.

- LEOPOLD, L.B.; 1968: Hydrology for urban land planning. Geol. Surr. Circ. 554, 634-649
- LETTAU, H.; 1969: Evapotranspiration Climatology II. Monthly Weather Review 97, 691-699
- LETTAU, H. und BARADAS, M.W.; 1973: Evapotranspiration Climatology II: Refinement of Parametr., exempl. by Applic. to the Macabean Watershed. Monthly Weather Review 101
- LETTAU, H.; 1977: Comment on 'Development and Field Testing of a Basin Hydrology Simulator' by Roy M. Knapp et al.. Water Resources Research Vol. 13 No 3
- LIEBSCHER, H.-J.; 1976: Wasserhaushaltsuntersuchungen in den Oberharzer Versuchsgebieten. Beitr. z. Hydrol., H.3
- LINKE, F.; 1970: Meteorologisches Taschenbuch, Bd.2, Leipzig
- LULL, H.W.; 1968: Hydrology for urban land planning. Geol. Surr. Circ. 554
- MANIAK, U.; 1973: Die Abschätzung von anthropogenen Abflußverschärfungen mit Hilfe von mathematischen Abflußmodellen. Dt. Gewässerkd. Mitt. (Sonderheft)
- MAYER H. und NOACK, E.-M.; 1980: Einfluß der Schneedecke auf die Strahlungsbilanz im Großraum München. Meteorl. Rdsch. 33, 65-74
- MAYER, H.; 1980: Die Problematik bei der Kartierung der Oberflächenalbedo in einem mesoskaligen Gebiet. Ann. d. Meteor. (N.F.), Nr.16
- MAYR, J.; 1934: Über die Ergebnisse der Verdunstungsversuche in München-Bogenhausen. Wasserkraft und Wasserw. 23. Jrg., H. 7
- MENDEL, H.; 1974: Korrelation von Niederschlag und Abfluß in drei deutschen Repräsentativgebieten. Beitr. z. Hydrol., H. 2, 25-67
- MERKL, G.; 1973: Korrelation zwischen mittlerer Wasserführung und hydro-meteorologischen Faktoren im Hinblick auf mittelfristige Abflußprognosen. Mitt. d. Inst. f. Hydraulik und Gewässerkd. d. TU München, H. 12
- MINTZ, Y.; 1981: The influence of soil moisture on rainfall and circulation: A review of simulation experiments, Rev. Pap. (unpublished) St. conference on land surface processes in Atmospheric Circulation Models, Greenbelt (USA) 5.-10.1.81
- MITA, P.; 1980: The effect of forest on runoff generation IAHS-AISH Publ. Nr. 130
- MITTERER, B.; 1975: Praktische Beispiele aus dem Wasserhaushalt der Regnitz. 7. Fortbildungslehrgang f. Hydrol. (Dt. Verb. f. Wasserw.)
- MÜCKENHAUSEN, E.; 1962: Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der BRD. DLG-Verlag, Frankfurt

- NEUWIRT, F.; 1978: Beziehungen zwischen den Monatswerten der Globalstrahlung und der Sonnenscheindauer in Österreich. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B, 26, 171-182
- PENMAN, H.; 1948: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc. London, Ser. A, 120-145
- PLATE, E.J.; 1976: Auswirkungen der Urbanisierung auf den Wasserhaushalt. Wasserhaushalt, Jrg. 66, H. 1/2
- REICHLE, D.E.; 1980: Dynamic properties of forest ecosystems. Int. Biol. Pr. 23, Cambridge Univ. Press
- SALATI, E., MARQUEZ, J. und MOLION, L.C.B.; 1978: Origem e distribuicao das chuvas na Amazonia. Interiencia 3/4, 200-222
- SCHEFFER, R. und SCHACHTSCHNABEL, H.; 1966: Lehrbuch d. Bodenkunde. Stuttgart
- SCHMALTZ, J.; 1969: Die Bedeutung des Waldes für den Wasserkreislauf. Forstarchiv, Bd. 40, 132-147
- SCHMIDT, A. und HARTMANN, R.; 1984: Die Abhängigkeit der neuartigen Waldschäden von Standort und Wasserversorgung im FoA München. AFZ 22, 552
- SCHULZE, R.; 1970: Strahlenklima der Erde. Dr. D. Steinkopf-Verlag, Darmstadt
- SCHRÖDER, R.; 1976: Simulation vertikaler Wasserflüsse in einem Lysimeter. Wasser und Boden, H. 1
- SCHUBACH, K.; 1976: Abhängigkeit der Sickerung von Bodenart, Bodenzustand und meteorologischen Faktoren nach langjährigen lysimetrischen Beobachtungen. Dt. Gewässerkundl. Mitt., Jrg. 17, H. 2
- SCHWENZOW, A.; 1979: Der Wasserhaushalt im Gebiet des Rio Baba Uachi in Ecuador nach dem Rechenverfahren der Evapoklimatonomie. Diplomarbeit am Lehrstuhl für Meteorologie der Universität Bonn
- SEILER, K.P.; 1977: Der unterirdische Abfluß in den Tälern der bayerischen Alpen. 9. Fortbildungslehrgang f. Hydrologie (Dt. Verb. f. Wasserw.)
- STANHILL, G. et al.; 1966: Radiation Balance of Natural and Agricultural Vegetation. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 92, 128-140
- STRAUSS, R.; 1971: Energiehaushalt eines Fichtenwaldes (im Jahre 1969). Wiss. Mitt. Meteor. Inst. Univ. München, Nr. 22, 17-36
- STREBEL, O. und RENGGER, M.; 1977: Evapotranspiration in Abhängigkeit von Vegetations-, Nutzungs- und Bodenunterschieden. Mitt. Dt. Bodenkundl. Gesellsch., 25
- STREIT, U.; 1973: Ein mathematisches Modell zur Simulation von Abflußganglinien. Gießner Geogr. Schriften 27

- STROBEL, L.; 1977: Die Abflußverhältnisse der bayerischen Gewässer unter Berücksichtigung des Donaugebiets. 9. Fortbildungslehrgang für Hydrologie "Gebirgige Einzugsgebiete und Abfluß" (DVWK)
- SWINBANK, W.C.; 1963: Longwave Radiation from Clear Skies. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 89, 339-348
- TAJCHMAN, S.; 1967: Energie- und Wasserhaushalt verschiedener Pflanzenbestände bei München. Wiss. Mitt. d. Meteor. Inst. d. Univ. München, Nr. 12
- TAJCHMAN, S.; 1971: Evapotranspiration and energy Balances of forest and field. Water Resource Research Vol. 7, Nr. 3, 511-523
- TAUBENHEIM, J.; 1969: Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. Akad. Verlagsgesellsch., Leipzig
- THORNTHWAITTE, C.W.; 1948: An approach toward a rational classification of climate. Geogr. Rev. 38
- UNBEHAUEN, W.; 1973: Der Nachweis langfristiger Veränderungen der Hochwasserabflußverhältnisse im bayerischen Donaugebiet. Dt. Gewässerkundl. Mitt., Sonderheft
- VAHL, H.; 1970: Erforderliche Stationsdichte von Niederschlagsstationen Mitt. d. Leichtweiß-Inst. f. Wasserbau und Grundbau, Techn. Univ. Braunschweig, H. 29
- VERWORN, H.R.; 1982: Untersuchungen über die Auswirkung der Urbanisierung auf den Hochwasserabfluß. Schriftenr. d. Dt. Ver. f. Wasserw. und Kulturbau, H. 53
- WOHLRAB, B.; 1973: Über Wirkungen eines Wandels der Bodennutzung auf den Wasserhaushalt in quantitativer Hinsicht. Dt. Gewässerkundl. Mitt., Sonderheft
- WILHELM, F.; 1966: Hydrologie, Glaziologie. Das Geographische Seminar, Georg Westermann Verlag

T A B E L L E N I M A N H A N G

Tab. I: Verzeichnis der Einzugsgebiete

Gebietsnummer	Flußgebiet	Pegel am Hauptfluß	Pegel an Nebenflüssen	$F_N(\text{km}^2)$
100	Donau	Ulm (UL) Dillingen (DL)	Günzburg (GZ) Offingen (OF)	610
102	"Allgäu West"			537
+104	Iller	Kempton (KE)		952
106	"Iller Mitte"			566
+108	Günz	Günzburg (GZ)		707
+110	Mindel	Offingen (OF)		951
+120	Donau	Dillingen (DL) Donauwörth (DON)	Pfaffenhofen (PF) Harburg (HR) Duisheim (DR)	1159
+122	Zusam	Pfaffenhofen (PF)		505
+124	Schmutter	Duisheim (DR)		480
+126	Wörnitz	Harburg (HR)		1578
+140	Donau	Donauwörth (DON) Ingolstadt (IN)	Augsburg (A)	980
+142	Lech	Lechbruck (LB) Landsberg (LL)		587
+144	Wertach	Türkheim (TÜ)		665
+146	Lech	Landsberg (LL) Augsburg (A)	Türkheim (TÜ)	1054
+160	Donau	Ingolstadt (IN) Kelheim (KEH)	Manching (MA) Aunkofen (AU) Nötting (NÖ)	931
+162	Paar	Mühlried (MÜ)		690
+164	Paar	Mühlried (MÜ) Manching (MA)		497
+166	Ilm	Nötting (NÖ)		467
+168	Abens	Aunkofen (AU)		359
+180	Donau	Kelheim (KEH) Abbach (AB)	Beilngries (BG)	1021
+182	Altmühl	Treuchtlingen (TL)		982
+184	Altmühl	Treuchtlingen (TL) Eichstätt (EI)		417
+186	Altmühl	Eichstätt (EI) Beilngries (BG)		1076
+200	Donau	Abbach (AB) Niederwinzer (NW)	Heitzenhofen (HH)	615
+202	Waldnaab	Windischeschenbach (WEB)		577
+204	Heidenaab	Wildenau (WI)		712
+206	Naab	Windischeschenbach (WEB) Unterköblitz (UK)	Wildenau	715
+208	Vils	Amberg (AM)		438
+210	Pfreimd	Trausnitz (TR)		546
+212	Schwarzach	Warnbach (WB)		821
+214	Naab	Unterköblitz (UK) Münchshofen (MF)	Trausnitz (TR) Warnbach (WB)	643

Fortsetzung der Tab. I: Verzeichnis der Einzugsgebiete

Gebietsnummer	Flußgebiet	Pegel am Hauptfluß	Pegel an Nebenflüssen	F _N (km ²)
+216	Naab	Münchshofen (MF) Heitzenhofen (HH)	Amberg (AM)	974
220	Donau	Niederwinzer (NW) Pfelling (PG)	Regenstauf (RS) Schönach (SÖ)	2136
+222	Schw.			
	Regen	Teisnach (TE)		627
+224	Regen	Teisnach (TE) Chamerau (CH)		733
+226	Regen	Chamerau (CH) Regenstauf (RS)		1298
+228	Gr.Laaber	Schönach (SÖ)		406
+240	Donau	Pfelling (PG) Hofkirchen (HK)	Plattling (PL)	970
+241	Ammer	Weilheim (WM)		601
+243	Ammer	Weilheim (WM) Fürstenfeldbruck (FFB)		634
+245	Amper	Fürstenfeldbruck (FFB)	Starnberg (STA) Hohenkammern (HK)	1104
+246	Würm	Inkofen (IK)		312
+247	Glonn	Starnberg (STA)		392
+249	Loisach	Hohenkammern (HK) Garmisch (GA)		248
		Schlehdorf (SD)		
+251	Loisach	Schlehdorf (SD) Beuerberg (BB)		326
+252	Isar	Mittenwald (MI) Tölz (TÖL)	Rißbachklamm (RK) Dürrach (DÜ) Walchen (WA)	636
+254	Isar	Tölz (TÖL) München (M)	Beuerberg (BB)	332
		Prinzregentenbrücke		
256	Isar	München (M) Prinzregentenbrücke	Inkofen (IK)	2028
		Landshut (LA)		
+258	Isar	Landshut (LA) Plattling (PL)		932
+270	Donau	Hofkirchen (HK) Achleiten (AL)	Grafenmühle (GM) Passau (PA) Kalteneck (KA)	837
+272	Ilz	Kalteneck (KA)		762
+274	Vils	Vilsbiburg (VIB)		318
+276	Vils	Vilsbiburg (VIB) Grafenmühle (GM)		1118
+278	Mangfall	Schmerold (SCH)		222
+279	Mangfall	Schmerold (SCH) Bad Aibling (AIB)		549
+281	Inn	Reisach (RE)	Bad Aibling (AIB)	709
		Rosenheim (RO)		
+283	Inn	Rosenheim (RO) Wasserburg (WB)		692
+284	Inn	Wasserburg (WB) Eschelbach (ES)	Stegmühle (SM)	887

Fortsetzung der Tab. I: Verzeichnis der Einzugsgebiete

Gebietsnummer	Flußgebiet	Pegel am Hauptfluß	Pegel an Nebenflüssen $F_N(\text{km}^2)$	
+285	Alz	Staudach (SH) Altenmarkt (AL)	Stein (ST)	606
+286	Traun	Stein (ST)		378
+287	Isen	Stegmühle (SM)		484
288	Ramsauer Ache	Ilsank (IL)		121
289	Königseer Ache	Schwöbbrücke (SB)		156
290	Berchtesg. Ache	Schellenberg (SLB)	Ilsank (IL) Schwöbbrücke (SB)	134
292	"SO-Bayern- Süd"	Ldkr. Berchtesgaden und Traunstein		841
294	"SO-Bayern- Mitte"	Ldkr. Altötting u. Rottal-Inn	Eschelbach (ES) Mühlham (MH)	631
+296	Rott	Mühlham (MH)		865
298	"SO-Bayern- Nord"	Ldkr. Passau		490
299	"Passau-Ost"	östl. v. Passau	Achleiten (AL)	485
+300	Roter Main	Bayreuth (BT)		333
+302	Roter Main	Bayreuth (BT) Unterzettlitz (UZ)		168
310	Weißer M.	Schwüribitz (SUB) Horb (HR)	Unterlangenstadt (ULS)	
+312	Rodach	Unterlangenstadt (ULS)		713
+320	Main	Schwüribitz (SUB) Kemmeren (KM)	Coburg (CO) Leucherhof (LH)	1080
322	Itz	Fischbach (FI) Coburg (CO)		234
+324	Baunach	Leucherhof (LH)		383
340	Main	Kemmeren (KM) Limbach (LC)	Pettstadt (PS) Vorra (VO)	568
+341	Fränk. Rezat	Wassermüngenau (WS)		364
+342	Rednitz	Neumühle (NE)	Wassermüngenau (WS)	1481
+344	Pegnitz	Hohenstadt (HS)		476
+344	Pegnitz	Hohenstadt (HS) Nürnberg (N)		716
+348	Regnitz (Rednitz)	Neumühle (NE) Hüttendorf (HÜ)	Nürnberg (N)	833
+350	Regnitz	Hüttendorf (HÜ) Pettstadt (PS)	Muggendorf (MU) Laufermühle (LM) Herrnsdorf (HD)	1248
+351	Wiesent	Muggendorf (MU)		664
+352	Aisch	Laufermühle (LM)		954
+354	Reiche Ebr.	Herrnsdorf (HD)		269
360	Main	Limbach (LC) Schweinfurt (SWF)		562
362	Main	Schweinfurt (SWF) Marktbreit (MT)		978
364	Main	Marktbreit (MT) Steinbach (SC)		1165

Fortsetzung der Tab.I: Verzeichnis der Einzugsgebiete

Gebietsnummer	Flußgebiet	Pegel am Hauptfluß	Pegel an Nebenflüssen $F_N(\text{km}^2)$	
+365	Wern	Eußenheim (EH)		468
+366	Streu	Unsleben (UN)		439
+368	Fränk.Saale	Bad Kissingen (BK)	Unsleben (UL)	1148
+370	Fränk.Saale	Bad Kissingen (BK)		544
		Wolfsmünster (WO)		
+372	Sinn	Mittelsinn (MS)		457
380	Main	Steinbach (SC)	Waldhausen (WH)	1801
		Kleinheubach (KH)		
402	"Wondreb"	bis Grenze		324
390	Main	Kleinheubach (KH)		923
		"Landesgrenze"		
404	Eger	bis Grenze		569
406	Sächs.Saale	Hof (HO)		521
408	Selbitz	Naila (NL)		150

Tab. II: Die Landnutzung in Bayerns Flußgebieten

Aufsummierung der Landnutzung	Nr.	Wald	Gründl.	Acker	Vers. Fl.	Fels	Wasser	Fläche km ²
<u>Oberfranken und</u>								
<u>Unterfranken</u>								
Roter Main	300	37.0	26.6	27.2	8.6	-	0.6	333
Roter Main	302	36.8	23.8	32.6	6.4	-	0.4	168
Weißer Main	310	39.5	22.8	30.7	5.7	-	1.3	955
Rodach	312	57.5	17.9	18.9	5.2	-	0.5	713
Baunach	424	48.0	11.0	35.7	4.7	-	0.6	383
Wern	365	22.7	7.8	61.7	7.1	-	0.7	468
Streu	366	35.4	21.7	35.8	6.6	-	0.5	439
Fr. Saale	368	33.3	17.4	42.6	5.9	-	0.8	1148
Fr. Saale	370	49.5	19.0	24.5	6.4	-	0.6	544
Mittelwert bzw. Summe		40.2	18.54	34.5	6.1	-	0.8	5151
<u>Jura</u>								
Altmühl	184/6	35.8	20.6	37.0	5.8	-	0.8	1493
Donau	200	33.4	17.3	42.8	5.6	-	0.9	615
Heidenaab	204	51.0	20.0	21.1	5.8	-	2.1	712
Vils	208	38.3	30.4	19.6	9.4	-	2.2	438
Pegnitz	344	50.7	26.4	16.4	5.9	-	0.6	476
Pegnitz	346	47.8	20.6	20.3	10.4	-	0.9	716
Wiesent	451	36.4	18.9	39.4	4.9	-	0.4	644
Mittelwert bzw. Summe		41.0	21.3	30.0	6.6	-	1.1	5094
<u>Mittelfranken</u>								
Altmühl	182	28.1	28.0	37.3	5.4	-	0.9	982
Fr. Rezat	341	31.7	23.1	37.6	6.9	-	0.7	364
Rednitz	342	41.6	19.5	29.0	9.2	-	0.7	1481
Regnitz	348	29.8	18.7	40.0	10.7	-	0.8	833
Regnitz	350	33.7	21.6	35.7	7.0	-	2.0	1248
Aisch	352	33.0	16.1	43.1	5.9	-	1.9	954
Reiche Ebr.	354	37.3	17.1	38.3	5.9	-	1.4	269
Rauhe Ebr.	356	52.9	11.9	31.0	3.8	-	0.4	300 (272)
Mittelwert bzw. Summe		35.0	20.4	36.0	7.4	-	1.2	6431

Obb. Alpenvorland	Nr.	Wald	Grünld.	Acker	Vers. Fl.	Fels	Wasser	Fläche km ²
Ammer	241	3.1	50.9	3.2	3.5	2.8	2.5	601
Amper	245	19.9	26.8	38.5	13.4	-	1.4	1104
Loisach	251	36.4	53.4	1.9	4.7	0.1	3.5	326
Mangfall	278	64.0	23.1	-	4.8	3.0	5.1	222
Inn	281	32.1	50.0	8.6	6.5	-	2.8	709
Inn	283	21.9	50.4	19.4	5.8	-	2.5	692
Inn	284	21.7	34.5	35.6	5.9	-	2.3	887
Traun	286	51.9	35.4	4.8	4.9	1.4	1.6	378
Isen	287	17.1	38.8	36.1	6.5	-	1.5	484
Mittelwert bzw. Summe		28.8	39.9	21.4	7.1	0.5	2.3	5403
<u>Nordost-Bayern</u>								
Naab	202	48.9	16.9	25.4	6.7	-	2.1	577
Naab	206	40.3	22.8	28.6	6.7	1.6	-	715
Schwarzach	212	42.4	25.3	26.9	4.5	-	0.9	821
Regen	222	68.6	17.8	7.7	5.2	-	0.7	627
Regen	224	53.8	25.4	14.9	4.9	-	1.0	733
Regen	226	40.0	24.4	29.2	4.9	-	1.5	1298
Ilz	272	51.2	30.5	12.8	4.8	-	0.7	762
Wondreb	402	49.5	17.5	28.4	3.9	-	0.7	324
S. Saale	406	35.6	23.4	33.5	6.7	-	0.8	521
Solbitz	408	31.4	24.0	36.4	7.5	-	0.7	150
Mittelwert bzw. Summe		46.6	23.4	23.4	5.4	0.2	1.0	6528
<u>Schwaben</u>								
Günz	106	22.8	50.3	19.5	6.4	-	1.0	707
Mindel	110	23.0	48.9	19.9	7.1	-	1.1	951
Zusam	122	35.5	29.9	26.8	6.8	-	1.0	505
Schmutter	124	36.3	31.3	24.1	7.7	-	0.6	480
Donau	140	24.4	24.4	40.2	8.6	-	2.4	980
Lech	142	25.2	55.9	11.3	5.5	-	1.1	587
Wertach	144	26.4	62.7	3.1	5.7	0.2	1.9	665
Mittelwert bzw. Summe		26.6	43.2	21.7	6.5	0.0	1.2	4875

<u>Niederbayern</u>	Nr.	Wald	Gründl.	Acker	Vers. Fl.	Fels	Wasser	Fläche km ²
Donau	160	28.4	15.4	44.2	9.6	-	1.8	931
Paar	162	22.5	24.3	45.8	6.9	-	0.5	690
Paar	164	17.0	27.7	49.5	6.6	-	1.2	497
Ilm	166	23.5	24.5	44.8	6.4	-	0.8	467
Abens	168	28.0	11.4	54.7	5.8	-	0.1	359
Gr. Laaber	228	23.5	14.6	56.0	5.4	-	0.5	406
Glonn	247	16.4	25.3	51.7	5.8	-	0.8	392
Vils	274	14.4	33.9	45.4	5.7	-	0.6	318
Vils	276	22.8	25.7	45.8	4.8	-	0.9	1117
Rott	296	20.4	39.6	34.0	5.3	-	0.7	865
Mittelwert bzw. Summe		22.4	24.8	45.7	6.3	-	0.8	6042

Tab. III: Mittelwerte der Monatstemperaturen für die Periode 1931 - 1960
an südbayerischen Stationen

Ort	geogr. Breite Grd.	See- höhe m	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai °C	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Augsburg	48	490	-1.5	-0.2	4.1	8.5	13.0	16.2	17.9	17.3	13.9	8.4	3.5	-0.2	8.4
Berchtesgad.	48	542	-2.7	-1.2	3.0	7.1	11.7	14.8	16.3	25.4	12.6	7.3	2.7	-1.2	7.2
Garmisch	47	704	-2.5	-1.2	2.9	7.1	11.5	14.7	16.4	15.8	13.1	7.8	2.9	-1.1	7.3
Hohenpeißenb.	48	980	-3.3	-2.1	1.8	6.7	11.6	14.9	16.5	15.7	12.4	7.0	2.3	-1.8	6.8
Horn	48	796	-3.5	-2.2	2.0	6.3	10.8	14.1	15.9	15.1	12.1	6.8	2.2	-1.9	6.5
Hüll	49	438	-2.6	-1.5	2.8	7.3	12.0	15.3	17.0	16.1	12.8	7.4	3.0	-0.9	7.4
Ingolstadt	49	370	-2.1	-0.7	3.9	8.4	13.1	16.4	18.1	17.3	13.9	8.2	3.4	-0.4	8.3
Kaufbeuren	48	681	-2.7	-1.6	2.2	6.4	10.9	14.4	16.2	15.5	12.4	7.1	2.3	-1.2	6.8
Kempten	48	705	-2.7	-1.7	2.2	6.3	10.8	14.3	16.0	15.3	12.3	7.1	2.3	-1.3	6.7
Krumbach	48	518	-2.0	-0.7	3.3	7.5	12.0	15.3	17.0	16.4	13.2	7.7	3.1	-0.6	7.7
Landsberg	48	634	-2.1	-1.1	2.9	7.1	11.4	14.8	16.6	16.1	13.0	7.7	2.9	-0.7	7.4
Landshut	49	391	-2.5	-1.3	3.3	8.1	12.7	16.0	17.6	16.8	13.5	8.0	3.1	-0.8	7.9
Lindau	48	421	-1.0	0.1	4.3	8.7	12.9	16.2	17.9	17.2	14.0	8.9	4.2	0.4	8.7
Metten	49	313	-3.1	-1.8	3.0	8.0	12.9	15.9	17.3	16.6	13.2	7.8	2.9	-1.1	7.6
Mittenwald	47	914	-2.4	-1.3	2.1	5.6	9.8	13.2	14.8	14.2	11.9	7.3	3.0	-1.0	6.4
Mühlendorf	48	401	-2.7	-1.4	3.2	8.1	12.8	16.0	17.6	16.8	13.6	8.2	3.2	-0.9	7.9
München	48	515	-2.1	-0.9	3.3	8.0	12.5	15.8	17.5	16.6	13.4	7.9	3.0	-0.7	7.9
Oberaudorf	48	480	-3.4	-1.8	2.8	7.8	12.3	15.4	17.0	16.5	13.6	8.0	2.6	-1.6	7.4
Oberstdorf	47	810	-3.4	-2.3	1.4	5.6	10.2	13.6	15.3	14.5	11.7	6.6	1.8	-2.2	6.1
Passau	49	301	-2.7	-1.3	3.4	8.2	13.2	16.3	17.8	17.0	13.7	8.3	3.4	-0.6	8.1
Prien	48	530	-2.1	-1.0	3.1	7.6	12.1	15.3	17.0	16.5	13.3	8.1	3.3	-0.4	7.7
Regensburg	49	340	-2.8	-1.3	3.2	8.1	13.0	16.2	18.0	17.2	13.6	8.0	2.7	-1.2	7.9
Reichenhall	48	468	-1.9	-0.6	3.7	8.3	12.6	15.7	17.3	16.7	13.6	8.2	3.4	-0.5	8.0
Rosenheim	48	448	-2.2	-0.7	3.7	8.2	12.8	16.1	17.8	17.0	13.8	8.3	3.4	-0.5	8.1
Bad Tölz	48	654	-2.4	-1.1	3.0	7.4	11.8	15.1	16.8	16.1	13.1	7.8	3.1	-0.8	7.5
Trostberg	48	486	-2.3	-1.0	3.2	7.9	12.6	15.9	17.6	17.0	13.7	8.1	3.4	-0.6	8.0
Weihenstephan	48	467	-2.4	-1.2	3.1	7.8	12.4	15.7	17.3	16.6	13.3	7.8	3.0	-0.8	7.7

Forts. der Tab. III: Mittelwerte der Monatstemperaturen für die Periode 1931 - 1960 an nordbayerischen Stationen

Ort	geogr. Breite Grd.	See- höhe m	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai °C	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Amberg	49	519	-3.0	-1.6	2.9	7.5	12.3	15.4	17.0	16.5	13.2	7.6	2.3	-1.5	7.4
Ansbach	49	413	-1.4	-0.4	3.6	8.1	12.7	16.1	17.8	16.9	13.6	8.3	3.4	-0.2	8.2
Bamberg	50	282	-1.1	0.0	4.2	8.7	13.3	16.6	18.2	17.5	14.0	8.7	4.0	0.3	8.7
Cham	49	380	-2.5	-1.2	3.1	7.9	12.7	16.0	17.7	16.9	13.6	8.1	3.1	-1.1	7.9
Coburg	50	336	-1.7	-0.6	3.6	8.1	12.9	16.1	17.6	16.7	13.4	8.2	3.4	-0.3	8.1
Ebrach	50	355	-1.7	-0.6	3.3	7.8	12.3	15.5	17.1	16.5	13.1	8.0	3.4	-0.2	7.8
Finsterau	49	1000	-4.5	-3.6	0.0	4.3	9.3	12.6	14.3	14.0	11.0	5.9	0.7	-2.7	5.1
Gößweinstein	50	449	-2.2	-1.0	3.0	7.4	12.0	15.3	17.0	16.2	12.9	7.8	2.9	-0.7	7.6
Höllenstein	49	403	-3.3	-2.1	1.8	6.7	11.6	14.9	16.5	15.7	12.4	7.0	2.3	-1.8	6.8
Hof	50	471	-2.9	-2.1	1.8	6.3	11.2	14.7	16.4	15.3	11.8	6.9	2.6	-1.2	6.7
Kaisheim	49	516	-2.4	-1.0	3.2	7.7	12.2	15.2	16.9	16.4	13.2	7.7	2.8	-1.0	7.6
B. Kissingen	50	216	-1.0	0.0	3.9	8.6	13.1	16.3	17.9	17.0	13.5	8.3	4.0	0.4	8.5
Königshofen	50	278	-1.1	-0.1	3.8	8.5	13.0	16.3	17.9	17.2	13.8	8.5	3.8	0.2	8.5
Kulmbach	50	330	-1.9	-0.8	3.3	7.9	12.8	16.0	17.6	16.7	13.3	8.0	3.3	-0.3	8.0
Neumarkt	49	422	-2.2	-0.8	3.2	7.6	12.6	15.7	17.4	16.7	13.3	8.1	3.2	-0.6	7.9
Nördlingen	49	440	-1.8	-0.7	3.5	7.9	12.4	15.6	17.4	16.6	13.4	8.0	3.2	-0.5	7.9
Nürnberg	49	335	-1.4	-0.3	3.9	8.3	13.0	16.2	17.7	17.0	13.7	8.4	3.6	0.0	8.3
Oberviechtach	49	510	-3.2	-1.9	2.2	6.8	11.6	14.7	16.3	15.7	12.5	7.3	2.3	-1.5	6.9
Parsberg	49	525	-2.9	-1.5	3.0	7.6	12.4	15.6	17.3	16.7	13.4	7.8	2.3	-1.4	7.5
Rohrbrunn	50	464	-1.5	-0.5	3.7	7.9	12.2	15.2	16.7	16.4	13.2	8.2	3.3	-0.2	7.9
Rusel	49	797	-3.5	-1.8	2.1	5.9	10.8	13.7	15.3	15.0	12.2	7.3	2.2	-1.8	6.5
Schweinfurt	50	204	-0.4	0.6	4.8	9.5	14.0	17.3	19.0	18.2	14.8	9.4	4.6	0.9	9.4
Selb	50	555	-3.5	-2.5	1.3	5.9	10.9	14.2	15.7	14.8	11.4	6.4	1.8	-1.9	6.2
Teuschnitz	50	622	-3.6	-2.6	1.4	5.8	10.6	13.8	15.5	14.8	11.9	6.9	1.7	-1.9	6.2
Weiden	50	438	-2.5	-1.3	2.8	7.4	12.3	15.6	17.1	16.3	13.1	7.8	3.0	-0.8	7.6
Weißenberg	49	422	-1.7	-0.6	3.5	7.8	12.2	15.4	17.1	16.5	13.4	8.2	3.5	-0.3	7.9
Würzburg	50	259	-0.6	0.5	4.7	9.3	13.5	16.7	18.4	17.8	14.4	9.2	4.3	0.8	9.1
Zwiesel	49	590	-3.9	-2.3	1.6	6.2	11.2	14.4	16.0	15.2	11.9	6.8	1.8	-2.3	6.4

Tab. IV: Komplexe Korrekturfaktoren für die in Tab. 5 aufgeführten Einzugsgebiete (Höhenklassen in 100 m)

	N ⁺	$\bar{k}$	1-	2	2-	3	3-	4	4-	5	5-	6	6-	7	7-	8	8-	9	9-10	10-13	13-16	16-23
Günz	800	1.00							1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00							
Mindel	800	1.00							1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00							
Zusam	800	1.00							1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00							
Schmutter	800	0.99					0.90		0.97	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00							
Donau	825	0.90					0.85		0.92	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00							
Lech	775	0.98								0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98
Wertach	800	0.97								0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97
Ammer	775	1.00								1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Amper	800	1.00							1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00							
Loisach	775	0.95								0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95
Mangfall	825	0.96														0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96
Inn REI-RO	800	1.00							1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Inn RO-WS	775	1.00							1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00							
Inn WS-ES	800	1.00					1.00		1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00							
Traun	825	0.95								0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95
Isen	825	1.00							1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00							
Donau	800	0.88					0.87		0.89	0.89	0.94											
Paar MÜ	775	1.00							1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00							
Ilm	800	0.97					0.89		0.96	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00							
Abens	800	0.99					0.95		0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00							
Gr. Laaber	825	0.93					0.89		0.96	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98							
Glonn	800	0.99					0.89		0.95	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00							
Vils VIB	800	1.00							1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00							
Vils BIB-GM	800	1.00							1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00							
Rott	825	0.95					0.91		0.97	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00							
Paar MÜ-MA	800	1.00					1.00		1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00							
Altmühl	850	0.90					0.84		0.90	0.92	0.92	0.96	0.96	0.96	0.96							
Donau	825	0.91					0.87		0.90	0.96	0.96	0.99	0.99	0.99	0.99							
Heidenaab	825	0.83					0.72		0.80	0.92	0.92	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98
Vils	800	0.82					0.75		0.82	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95							
Pegnitz HS	925	0.85					0.73		0.82	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92							
Pegnitz HS-N	825	0.93				0.74	0.88		0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00							
Wiesent	825	0.96					0.87		0.96	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99							

Forts. der Tab. IV:

	N ⁺	$\bar{k}$	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-13	13-16	16-23
Altmühl	850	0.80			0.75	0.79	0.85	0.90						
Fr. Rezat	850	0.81			0.75	0.81	0.87							
Rednitz	825	0.85		0.79	0.80	0.90	1.00	1.00						
Regnitz HD	825	0.81		0.79	0.79	0.86								
Regnitz PS	925	0.79		0.69	0.76	0.90	0.97							
Aisch	875	0.77		0.74	0.77	0.85								
Reiche E.	875	0.81		0.75	0.81	0.92								
Rauhe E.	875	0.78		0.69	0.79	0.86								
Naab WEB	875	0.85				0.71	0.81	0.97	0.97	0.97	0.97			
Naab UK	875	0.79			0.68	0.75	0.84	0.92	0.94	0.94				
Schwarzach	850	0.68			0.82	0.83	0.88	0.88	0.88					
Regen TE	825	0.80				0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	
Regen CH	900	0.79			0.69	0.76	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	
Regen RS	825	0.85			0.77	0.85	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93			
Ilz	925	0.89			0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	
Wondreb	875	0.80				0.72	0.74	0.86	0.98					
S. Saale	900	0.82				0.70	0.77	0.97	0.98	0.98				
Selbitz	975	0.89					0.84	0.95	0.97					
R. Main BT	875	0.90			0.86	0.87	0.96	1.00	1.00	1.00	1.00			
R. Main UZ	950	0.80			0.73	0.90	1.00							
W. Main	925	0.88		0.70	0.76	0.90	1.00	1.00	1.00	1.00				
Rodach	950	0.93		0.68	0.79	0.87	0.98	1.00	1.00					
Baunach	875	0.75		0.69	0.75	0.80	0.86							
Wern	875	0.74	0.74	0.69	0.72	0.76								
Streu	950	0.75		0.63	0.66	0.77	0.97	1.00	1.00	1.00				
Fr. Saale	975	0.79	0.67	0.69	0.80	0.90	0.91	0.96	1.00	1.00				
Fr. S. WO	925	0.74	0.65	0.68	0.72	0.83	0.89	0.99	1.00	1.00				

Tab. V: Charakteristika der 33 untersuchten Flußgebiete

Vorkommende Größen	Mittel M	Standardabw. Sta	Sta/M	Einheit
Waldanteil	38	15	0.39	%
Wiesenanteil	28	12	0.43	%
Ackeranteil	27	16	0.59	%
Vers. Fl.	6	1	0.17	%
Wasserfl.	2	4	2.0	%
FN	619	279	0.45	km ²
FWK	86	36	0.42	mm

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN IM TEXT

- Abb. 1 : Flußgebietskarte Bayerns mit Angabe der Pegelstationen
- Abb. 2 : Geologische Gliederung Bayerns
- Abb. 3 bis 6: Die Landnutzung in Bayern: Prozentualer Anteil der Waldflächen, des Grün- und Ackerlandes und der versiegelten Flächen in den bayerischen Flußgebieten
- Abb. 7 : Die Landnutzung in Bayern: Prozentualer Anteil der Hauptlandnutzungsarten in den bayerischen Flußgebieten
- Abb. 8 : Die Feldwasserkapazität in Bayern
- Abb. 9 : Der Jahresgang der Verdunstung in Eberswalde und München
- Abb. 10 : Die vertikale Abnahme der potentiellen Evapotranspiration in Bayern
- Abb. 11 : Zusammenhang zwischen dem Schwellenwert des Niederschlags N^+ und dem Verhältnis aus Sommer- zu Winterniederschlag in Bayern
- Abb. 12 bis 18: Abhängigkeit des Korrekturfaktors k^+ von der Feldwasserkapazität in den bayerischen Flußgebietskomplexen
- Abb. 19 : Die Verteilung des Korrekturfaktors in Bayern
- Abb. 20 : Mittlere Abweichung der errechneten Gebietsverdunstung vom Kern'schen Wert in Abhängigkeit von der spezifischen Verdunstung von Wald und Acker ("Fehlerfeld") in Mittelfranken
- Abb. 21 : Übereinstimmung von berechneter Gebietsverdunstung und Kern'schem Wert in Mittelfranken
- Abb. 22 bis 27 : "Fehlerfeld" in den übrigen Flußgebietskomplexen Bayerns
- Abb. 28 : Abhängigkeit der spezifischen Verdunstung von Wald vom Verhältnis des Laubwaldanteils (am Gesamtwald)
- Abb. 29 : Die Landnutzung in Bayern: Prozentualer Anteil der Waldflächen in den bayerischen Flußgebieten im 6. Jahrhundert
- Abb. 30 und 31 : Wirkung anthropogener Eingriffe auf die Gebietsverdunstung in Süd- und Nordbayern
- Abb. 32 und 33 : Verdunstungs- und Abflußverhältnis als Funktion der Landnutzung in Süd- und Nordbayern
- Abb. 34 : Verdunstungs- bzw. Abflußverhältnis bei unterschiedlicher Landnutzung in Bayern
- Abb. 35 : Verhältnis der Gebietsverdunstung aus 2 Simulationen

- Abb. 36 : Abhängigkeit des Autokorrelationskoeffizienten von der Verschiebung in 3 bayerischen Flußgebieten
- Abb. 37 bis 42 : Abnahme des Autokorrelationskoeffizienten bei einer Verschiebung bis zu 15 Tagen
- Abb. 43 : Zusammenhang zwischen dem Waldanteil und dem Parameter p
- Abb. 44 und 45 : Der einfache Korrelationskoeffizient zwischen $r_a(j)$ und den Gebietsparametern als Funktion der Verschiebung
- Abb. 46 und 47 : Änderung des multiplen Bestimmtheitsmaßes
- Abb. 48 bis 52 : Korrelationskoeffizient zwischen Monatsabfluß und -niederschlag bei retrogressiver Verschiebung
- Abb. 53 : Wirkung des Waldes auf die zeitliche Verteilung des Abflusses
- Abb. 54 : Hochwasserwelle am Pegel Kelheim - 1850 und heute
- Abb. 55 : Das Lechhochwasser - 1940 und heute
- Abb. 56 : Das Abflußverhältnis als Funktion der Versiegelungsrate
- Abb. 57 : Die Erosion seit 1750
- Abb. 58 : Mittlere tägliche Sonnenscheindauer im Januar
- Abb. 59 : Mittlere tägliche Globalstrahlung im Januar
- Abb. 60 : Mittlere Zahl der Tage mit Schneedecke in Bayern
- Abb. 61 : Monatliche Häufigkeit der Schneedecke für drei nach der Andauer der Schneebedeckung gewählten Klassen
- Abb. 62 : Die Oberflächenalbedo in Bayern (Januar)
- Abb. 63 : Zunahme der Gebietsverdunstung im Falle der Simulation "völlige Bewaldung"
- Abb. 64: : Berechneter und gemessener Monatsabfluß der Ilz

Wissenschaftliche Mitteilungen des Meteorologischen Instituts der Universität München

- Nr. 1⁺ BAUMGARTNER, A.: Meteorologische Untersuchungen bei Frostschutzmaßnahmen im Pflanzgarten Grafrath, 1953.
- Nr. 2⁺ POHL, W.: Untersuchungen an einem Strahlungsbilanzmesser, 1954.
- Nr. 3⁺ Erfahrungen und Überlegungen zur Meßmethodik bei meteorologischen Untersuchungen im Gelände, 1956.
 GEIGER, R.: Der Forschungswagen für mikrometeorologische Untersuchungen.
 FIMPEL, H.: Das elektrische Psychrometer für den Forschungswagen.
 HOFMANN, G.: Die Temperaturmessung als Basis meteorologischer Meßverfahren.
 KRAUS, H.: Untersuchungen und Entwicklungsarbeiten mit Thermistoren.
 FIMPEL, H.: Über den Einfluß der dauernden Wasserzufuhr beim Psychrometer.
 HOFMANN, G.: Die beidseitig freie Tauplatte.
- Nr. 4⁺ BAUMGARTNER, A.: Beobachtungswerte und weitere Studien zum Wärme- und Wasserhaushalt eines jungen Waldes, 1957.
- Nr. 5 HOFMANN, G.: Meteorologisches Instrumentenpraktikum, 1960.
- Nr. 6 KORB, G.: Absorption von Sonnenstrahlung in Wolken, 1961.
- Nr. 7 HOFMANN, G. und KRAUS, H.: Der Aufbau der meteorologischen Station beim Forschungsreaktor München, 1962.
 HOFMANN, G. und KRAUS, H.: Ein Gerät zur digitalen Registrierung von Temperatur und Windgeschwindigkeit.
- Nr. 8⁺ HOFMANN, G., KRAUS, H. und MANIER, G.: Ergebnisse der Messungen von Temperatur- und Windschichtung an der meteorologischen Station beim Forschungsreaktor München vom 1. Juli 1961 bis zum 28. Februar 1962, 1962.
- Nr. 9 Prof. Dr. Rudolf Geiger zum 70. Geburtstag, 1964:
 KLEINLEIN, G.: Klimaverwerfung und Forstwirtschaft.
 LORENZ, D.: Der Einfluß des Absorptionsvermögens von Bodenoberflächen im Langwelligen auf die Messung der Bodenoberflächentemperatur mit Radiometern.
 REITER, R.: Erste Ergebnisse gleichzeitiger Registrierungen der Globalstrahlung im kurzwelligen Ultraviolett in verschiedenen Höhen mit Hilfe UV-empfindlicher Zählrohre.
 POHL, W.: Meteorologie und die Nutzung der Kernenergie.
 GEBHART, R.: Untersuchungen an Strahlungsschutzhütten.
 VAUPEL, A.: Logik und Bio-Logik.
 ROTH, R.: Die höhenabhängige Änderung der Windrichtung in der bodennahen Luftschicht.
 HOFMANN, G.: Ein Schalenkreuzanemometer ohne Anlaufgeschwindigkeit.
 FIMPEL, H.: Messung der Temperatur einer Grasoberfläche mit einem Gesamtstrahlungs-pyrometer.
 KRAUS, H.: Die Entstehung von Straßenglätte durch gefrorenen Tau, Reif und Beschlag.
- Nr. 10⁺ ROTH, R.: Ein Gerät zur Untersuchung der kurzfristigen Schwankungen meteorologischer Parameter, 1965.
 KARSTENSEN, H.: Ein Analog-Digital-Umsetzer mit Tonbandspeicher zur Untersuchung von Schwankungen meteorologischer Parameter.
- Nr. 11 Tabellen der Stundenmittel von Lufttemperatur, Feuchttemperatur und Windgeschwindigkeit in 2, 5, 10, 20 und 50 m Höhe für die Jahre 1962 und 1963, 1967.
- Nr. 12⁺ TAJCHMAN, St.: Energie- und Wasserhaushalt verschiedener Pflanzenbestände bei München, 1967.
- Nr. 13 ULLRICH, R.B.: Das Temperatur- und Windprofil an der meteorologischen Station beim Forschungsreaktor München, 1967.
- Nr. 14 SCHÖLLMANN, E.: Statistische Bearbeitung der an der meteorologischen Station beim Forschungsreaktor München gewonnenen Meßdaten, 1968.

- Nr. 15 SCHÖNWIESE, Ch.-D.: Spektrale Varianzanalyse klimatologischer Reihen im langperiodischen Bereich.
- Nr. 16 BERZ, G.: Untersuchungen zum Wärmehaushalt der Erdoberfläche und zum bodennahen atmosphärischen Transport.
- Nr. 17 KLEMMER, L.: Die Periodik des Radialzuwachses in einem Fichtenwald und deren meteorologische Steuerung.
- Nr. 18 FIEDLER, F.: Klimawerte zur Temperatur- und Windschichtung in den untersten 50 m der Atmosphäre.
- Nr. 19 PAESLER, M.: Die Temperaturmessungen in München 1781 - 1968.
- Nr. 20 WALK, O. G.: Zur Interpretation von Energie-, Ko- und Quadratspektren meteorologischer Parameter.
- Nr. 21 Prof. Dr. F. Möller zum 65. Geburtstag:
Vorträge der Klausur-Tagung der Meteorologischen Institute der Universität München in Leoni vom 24. - 26.2.1971.
- Nr. 22^x STRAUSS, R.: Energiebilanz und Verdunstung eines Fichtenwaldes im Jahre 1969.
- Nr. 23 BAUMGARTNER, A., PAESLER, M. und STRAUSS, R.: Temperaturmessungen in München 1781 - 1968 Monatsmittel, Extremwerte und Anzahl besonderer Tage.
- Nr. 24 SCHÖNWIESE, Ch.-D.: Schwankungsklimatologie im Frequenz- und Zeitbereich.
- Nr. 25 BAUMGARTNER, A. und GIETL, G.: Globalstrahlung in München 1960 - 1974. Aus den Arbeiten des Instituts für Meteorologie der Forstlichen Forschungsanstalt München, Februar 1975.
- Nr. 26 HAGER, H.: Kohlendioxyd-Konzentrationen, -Flüsse und -Bilanzen in einem Fichtenhochwald, München 1975.
- Nr. 27 FREYTAG, C.: Statistische Eigenschaften der Energiedissipation. München, Mai 1976.
- Nr. 28 ABEL, H., BAUMGARTNER, A. und DONLE, W.: Energie und Wasserumsätze bei der Atmung. März 1977.
- Nr. 29 KRIEBEL, K. T.: Reflection Properties of Vegetated Surfaces: Tables of Measured Spectral Biconical Reflectance Factors. September 1977.
- Nr. 30 KÖPKE, P.: Bestimmung der atmosphärischen Trübung mittels geostationärem Satelliten. München, November 1977.
- Nr. 31 KIRCHNER, M.: Anthropogene Einflüsse auf die Oberflächenalbedo und die Parameter des Austausches in der Grenze Erde/Atmosphäre. November 1977.
- Nr. 32 HENNEMUTH, B.: Statistische Beschreibung der Anisotropie und Inhomogenität der atmosphärischen Turbulenz. März 1978.
- Nr. 33^x QUENZEL, H. und KÄSTNER, M.: Remote Sensing of Chlorophyll in the Ocean: Masking Effects by the Atmosphere. September 1978.
- Nr. 34 QUENZEL, H. und MÜLLER, H.: Optical Properties of Single Mie Particles: Diagrams of Intensity- Extinction- Scattering- and Absorption Efficiencies. Oktober 1978.
- Nr. 35 MAYER, H., GIETL, G. und ENDERS, G. (Hrsg.): Festschrift "Prof. Dr. A. Baumgartner zum 60. Geburtstag". Oktober 1979.
- Nr. 36 FREYTAG, C. und HENNEMUTH, B. (Hrsg.): Hangwindexperiment Innsbruck Oktober 1978 - Datensammlung - . München, Juli 1979.
- Nr. 37 ABEL, H., BAUMGARTNER, A. und DONLE, W.: Klassifikationsversuche von Erkrankungszahlen. August 1979.
- Nr. 38 SCHEIDLE, R.: Ein zweiter Produktionsmechanismus für OH, nachgewiesen durch Ballonmessungen des OH-Himmelsleuchtens in verschiedenen Banden im nahen Infrarot. München, Februar 1980.
- Nr. 39 ESCHER-VETTER, H.: Der Strahlungshaushalt des Vernagtferners als Basis der Energiehaushaltsberechnung zur Bestimmung der Schmelzwasserproduktion eines Alpengletschers. August 1980.

x) vergriffen

- Nr. 40 ABEL, H., BAUMGARTNER, A. und DONLE, W.: Jahreszeit und Witterung im Krankheitsgeschehen. August 1980.
- Nr. 41 BANGERT, W.: Bestimmung von von Spurengasverteilungen in der oberen Atmosphäre aus der Messung der Emission von O_2 ($1\Delta_g$) bei $1.27\ \mu m$. November 1980.
- Nr. 42 BEIER, N., OBERMEIER, A. und SOMIESKI, F.: Ein Modell zur numerischen Simulation der Temperatur eines Wohnhauses im meteorologischen Umfeld zur Untersuchung von Heizenergieeinsparungsmöglichkeiten. Januar 1981.
- Nr. 43 FREYTAG, C. und HENNEMUTH, B. (Herausg.): DISKUS - Gebirgswindexperiment im Dischmatal - Datensammlung Teil 1: Sondierungen. März 1981.
- Nr. 44 MÜLLER, H.: Die Bestimmbarkeit der atmosphärischen Aerosolgrößenverteilung mit Hilfe eines 4-Wellenlängen-Lidars. Juli 1981.
- Nr. 45 BAUMGARTNER, A.: Dr. Wilhelm Donle zum 80. Geburtstag Festschrift. April 1982.
- Nr. 46 FREYTAG, C. und HENNEMUTH, B.: DISKUS - Gebirgswindexperiment im Dischmatal - Datensammlung Teil 2: Bodennahe Messungen und Flugzeugmessungen. August 1982.
- Nr. 47 OELHAF, H. and FISCHER, H.: Measurements of Minor Constituents in the Middle Atmosphere from IR Limb Emission Spectra - A Feasibility Study. Februar 1983.
- Nr. 48 FREYTAG, C., HENNEMUTH, B. (Herausg.): MERKUR - Mesoskaliges Experiment im Raum Kufstein - Rosenheim. August 1983.
- Nr. 49 HÖPPE, P.: Die Energiebilanz des Menschen. März 1984.
- Nr. 50 OBERHUBER, J.M.: Untersuchung des gekoppelten Systems von Ozean und Atmosphäre in den Tropen mit besonderer Berücksichtigung des EL Niño/Southern Escillations-Phänomens. Januar 1984.
- Nr. 51 MAYER, H.: Baumschwingungen und Sturmgefährdung des Waldes. Oktober 1985.
- Nr. 52 FREYTAG, C.: Atmosphärische Grenzschicht in Alpentälern während der Experimente HAWEI, DISKUS und MERKUR. Dezember 1985.
- Nr. 53 MAYER, H.: Bioklima in der Stadt. Oktober 1986.
- Nr. 54 BREHM, M.: Experimentelle und numerische Untersuchungen der Hangwindschicht und ihrer Rolle bei der Erwärmung von Tälern. Oktober 1986.
- Nr. 55 KIRCHNER, M.: Wirkungen unterschiedlicher Landnutzung auf den Wasserhaushalt bayerischer Flußgebiete. November 1986.

LEBENS LAUF

Zur Person: Manfred Kirchner, geboren am 13.8.1951 in München
Eltern: Hans-Hellmuth Kirchner und Maria Kirchner,
geb. Plendl

Schulen: 1957 - 1961 Volksschule in Utting/Ammersee
1961 - 1970 Humanistisches Gymnasium in Weilheim/Obb. (ORG)
und Nürnberg (NGN) mit Reifeprüfung im
Juni 1970

Studium: Herbst 1970 - Sommer 1977
Studium der Meteorologie an der Ludwig-Maximilians-
Universität München
1973: Vordiplom
1975: 6 Monate Aufenthalt in Pisa an der Scuola
Normale Superiore
Diplomarbeit: "Anthropogene Einflüsse auf die Oberflächen-
albedo und die Parameter des Austausches an der
Grenze Erde/Atmosphäre"
1977: Diplomhauptprüfung im September

Beruf: Dezember 1977 - November 1982:
Wiss. Angestellter am Lehrstuhl für Bioklimatologie und
Angewandte Meteorologie der Universität München
Seit August 1983:
Wiss. Angestellter in der "Projektgruppe Bayern
zur Erforschung der Wirkung von Umweltschadstoffen"
in der GSF

